

Geochemische Untersuchungen an
Amphiboliten und Dioriten
des nördlichen Odenwaldes

Klaus Weber-Diefenbach

1970

Geochemische Untersuchungen

an

Amphiboliten und Dioriten

des nördlichen Odenwaldes

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität

München

Vorgelegt von

Klaus Weber-Diefenbach

München, 1970



1. Berichterstatter: Prof. Dr. D. D. Klemm

2. Berichterstatter: Prof. Dr. - Ing. A. Maucher

Tag der mündlichen Prüfung: 8. Juli 1970

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde im Herbst 1968 begonnen.

Mein herzlicher Dank gilt meinem Lehrer, Herrn Prof.Dr.D.D.Klemm, der durch seine stete, freundliche Unterstützung und kritische Anteilnahme den zügigen Fortgang dieser Arbeit entscheidend förderte.

Herrn Prof.Dr.-Ing.A.Maucher, dem Vorstand des Instituts für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie, danke ich für die Bereitstellung eines Arbeitsraumes und wissenschaftlicher Geräte.

Herrn Dr.I.Fruth danke ich für die freundliche Einweisung in die Methode der Atom-Absorptionsanalyse.

Zu Dank verpflichtet bin ich den Herren Dr.S.Schiemenz und Univ.-Doz.Dr.G.Troll für manche Hinweise, Anregungen und die freundliche Überlassung von Mikrosondenstandards.

Herrn M.Maggetti(Fribourg) verdanke ich die Durchsicht meiner Dünnschliffe und Anregungen aus vielen kritischen Diskussionen.

Finanzielle und apparative Unterstützung erfuhr diese Arbeit über Herrn Prof.Dr.D.D.Klemm aus Mitteln der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	I
I Einleitung	1
1. Geologische Übersicht	1
2. Literaturüberblick	2
3. Zielsetzung	7
II Untersuchungsmethodik	8
III Petrographie	10
1. Amphibolite	10
2. Diorite	12
3. Dioritoide	15
4. Petrographischer Vergleich zwischen Amphiboliten und Dioriten	15
IV Geochemie	25
1. Hauptchemismus	25
1.1 Elementkonzentrationen	25
1.2 Niggli-Parameter	35
2. Neben- und Spurencemismus	38
2.1 Überblick	38
2.2 Kalium	44
2.3 Titan	44
2.4 Chrom	46
2.5 Nickel	48
2.6 Kobalt	50
2.7 Strontium	51
2.8 Zirkonium	52
3. Zusammenfassung der geochemischen Ergebnisse	53
V Untersuchungen der Phasengrenzbereiche von Plagioklas und Hornblende	54
1. Einleitung	54
2. Untersuchungsmethodik	56
3. Untersuchungsergebnisse	60
4. Zusammenfassung der Ergebnisse aus den Untersuchungen der Phasengrenzbereiche	72

VI	Schlußfolgerungen	75
VII	Analysenmethodik	80
1.	Röntgenfluoreszenzanalyse	80
2.	Atom-Absorptions-Analyse	81
3.	Elektronenstrahl-Mikro-Analyse	82
3.1	Gerätedaten	82
3.2	Präparation	82
3.3	Aufdampfen dünner Schichten	84
3.4	Mikrosonden-Vollanalysen	85
3.5	Wahl der Standards	86
VIII	Literaturverzeichnis	88

Zusammenfassung

Amphibolite und Diorite des nördlichen Odenwaldes wurden petrographisch und vor allem geochemisch untersucht. Obwohl die beiden Gesteinstypen makroskopisch und zum Teil auch mikroskopisch Angleichungserscheinungen zeigen, konnte nachgewiesen werden, daß eine Umwandlung der Amphibolite in die Diorite des untersuchten Gebietes (Steinbruch Nieder-Ramstadt) nicht infrage kommt.

Haupt-, Neben- und Spurenelemente weisen den Gesteinen unterschiedliche Werte zu. Eine Stoffkonstanz, notwendige Voraussetzung einer in-situ-Dioritisation im Sinne KLEMMs(1966) ist nicht gegeben.

Petrographische Beobachtungen, die Absolutwerte der Neben- und Spurenelemente, sowie Darstellungen der Niggli-Parameter in Diagrammen und Korrelationsdiagramme von Spurenelementen weisen den Amphiboliten hauptsächlich ein orthogenes Edukt zu: Tuffe und Diabase.

Phasengrenzbereich-Untersuchungen mit Hilfe der Mikrosonde an Plagioklasen und Hornblenden der Amphibolite und Diorite gaben Hinweise auf Angleichungsreaktionen im äußersten Saum der Mineralien.

Konkrete Hinweise auf Umkristallisationen in Amphiboliten und Dioriten konnten nicht festgestellt werden.

Die Genese der Diorite bleibt weiterhin unklar. Am glaubwürdigsten erscheint die These einer partiellen bis vollständigen Anatexis und einer anschließenden Intrusion der Diorite in den heute angeschnittenen Gesteinsverband.

I Einleitung

1. Geologische Übersicht.

Der Odenwald gehört zur saxothuringischen Zone des Variszikums. Er begrenzt im W den Oberrheintalgraben zwischen Heidelberg und Darmstadt, einer Spalte folgend, die als Abschiebung ausgebildet ist, aber örtlich auch antithetisch gestaffelt sein kann. Im E wird er überdeckt vom Buntsandstein, im N begrenzt von der Reinheimer Senke, einem Teil der Saar-Saale-Senke, und im S wird das Neckartal als Abgrenzung betrachtet.

Der östliche, im Buntsandstein gelegene Teil des Odenwaldes wird vom kristallinen abgetrennt. Der kristalline Odenwald wiederum ist durch die "Otzbergzone" in die Komplexe des Böllsteiner und des Bergsträsser Odenwaldes geteilt. Die Otzbergzone soll eine schmale Mylonitisierungszone sein, deren Verlauf und Entstehung noch diskutiert werden.

Schmale, variszisch streichende, meist steilstehende, paläozoische oder präkambrische metamorphe Schiefer bauen zusammen mit Diorit, sowie Granodiorit und Granit den Bergsträsser Odenwald auf. Subsequente Vulkanite, wie die Quarzporphyrite und Granodioritporphyrite von Weinheim, Schriesheim und Dossenheim, sowie tertiäre Basalte (Roßberg, Otzberg und viele kleinere Vorkommen) vervollständigen das Bild.

Beobachtet man die Dioritgebiete des Odenwaldes etwas genauer, so fällt die enge Verbindung mit Amphiboliten und anderen Metamorphiten auf.

Es lassen sich 4 Diorit-Gabbro-Amphibolitzüge voneinander trennen (D.D.KLEMM, 1966):

1. Das Frankensteiner Gebiet;
2. der Heppenheim-Bieberauer-Dioritzug;
3. der Ober-Abtsteinacher-Zug;
4. das Böllsteiner Gabbrogebiet.

Durch Erkenntnisse aus neueren Spezialkartierungen und eigenen Beobachtungen (BAUER, 1969; DAUSCHEK, 1969; WEBER-DIEFENBACH, 1968; WEINIG, 1968) ergibt sich in allen Dioritzügen, mit kleinen Abweichungen, folgendes Bild:

1. Die Diorite des Odenwaldes zeigen eine außerordentlich große Variabilität in ihrer makroskopischen Ausbildung;
2. alle Bearbeiter betonen die Schwierigkeiten, die sich beim Kartieren ergeben: oft unmerklich ändern sich Habitus und Textur; grobkörnige, parallelstruierte, fleckige, feinkörnige, helle und dunkle Typen wechseln rasch; so gelang es WEINIG (1968) im Heppenheimer Dioritzug allein makroskopisch über zehn verschiedene Diorittypen auszugliedern;
3. die Diorite sind fast immer eng mit Metamorphiten vergesellschaftet;
4. Diorite treten zuweilen einschlußartig in Amphiboliten auf;
5. der Übergang zwischen Amphiboliten und Dioriten ist bisweilen fließend;
6. der Chemismus der Einschlüsse ist dem der umgebenden Amphibolite oft sehr ähnlich.

2. Literaturüberblick.

Natürlich fielen diese Gegebenheiten den frühen Odenwald-Bearbeitern auch auf. Doch deutete G.KLEMM die Dioritbildung als einen Hybridisationsvorgang granitischer oder gabbroider Magmen durch Assimilation von Schieferen. Intrudierte Gabbros gehen "im Kontakt mit Sedimenten in Diorit über" (G.KLEMM, 1911), die Heterogenität der Gesteine erklärt er durch den verschiedenen Chemismus der Nebengesteine. Schwierigkeiten bereitete ihm die Auflösung des metamorphen Gefüges im Amphibolit, zu der er keine befriedigende Erklärung fand.

Speziell die Verbandsverhältnisse und Beziehungen von Dioriten zu Amphiboliten im südlichen Odenwald untersuchte V.LEINZ(1932) und fand starke Konvergenzerscheinungen: "Die Diorite weichen durch gewisse Struktureigentümlichkeiten vielfach vom Typus des normalen Diorit ab. Diese Diorite scheinen aber besonders mit den schiefrigen Amphiboliten in derartig engen Verbandsverhältnissen zu stehen, daß eine kartographische Trennung beider Gesteine an vielen Punkten unausführbar ist." Und weiterhin: "Oft unmöglich wird eine Unterscheidung am Kontakt beider Gesteine, wo sich die beiderseitigen Strukturen so angleichen, daß man nicht weiß, ob man ein metamorphes Gestein oder einen Diorit vor sich hat."

LEINZ deutet die Konvergenzerscheinungen als einen Angleichungsvorgang der Amphibolite an ein im Chemismus fast identisches, intrudiertes Dioritmagma.

ERDMANNSDÖRFER(1949) erkannte den von ihm so benannten Aorit von Erlenbach als einen unausgereiften Diorit, einen Migmatit: aufgebaut aus Altbestand und magmatischem Material, der sich zu einem "normalen" Diorit umgebildet haben würde, hätten dies die p,t-Bedingungen erlaubt. Er beweist als erster, daß im Schiefergebirge des Odenwaldes Amphibolite und Diabase als Ausgangsmaterial für Diorite über einen Dioritisierungsvorgang infrage kommen. Über den Anteil der auf diese Weise entstandenen Diorite im Odenwald ist er sich jedoch im unklaren. So stellt er die für dieses Problem zentrale Frage (1949): "Es ist sicher, daß lokal Amphibolite, Hornfelse usw. in Diorit umgewandelt werden. Die Frage ist aber: Ist aller Diorit nur verwandeltes Altmaterial? Ist in der Tiefe ein Stoff vorhanden, durch dessen Aufarbeitung erst "unreine" Diorite entstehen konnten, die durch Homogenisierung in "echte" Formen übergingen? Ferner: Haben die "reifen" Diorite jeweils auch ein solches Embryonalstadium durchgemacht?"

Diesen Problemstellungen ging E.NICKEL in einer Reihe von Arbeiten nach und bewies, daß "zumindest die Diorite, die

mit Schiefer in akkordanter Wechsellage im granitischen Rahmen auftreten, als Sekundärgesteine aus Schieferen aufzufassen sind." (NICKEL, 1952).

In einer Arbeit von 1956 bekräftigt er seinen Standpunkt und läßt nun keinen Zweifel daran, "daß im Odenwald aus metamorphen Schieferen Diorite durch Mobilisation entstanden" sind.

Das Problem der Platznahme der Diorite erscheint als äußerst schwierig; für ihn ist es jedoch sicher, daß "zu relativ texturresistenten Lagen injektionsartige Wanderungen dioritischen Substrates stattgefunden haben."

Die dazu notwendige thermische Energie soll, in Übereinstimmung mit D.D.KLEMM (1966), durch die erhöhte Wärmeleitfähigkeit der verkippten Schieferpakete (Kulissenbau nach NICKEL, 1965) über Konvektionsvorgänge erreicht werden.

Durch Strukturvergleiche an Relikten in Diorit und Granit stellte NICKEL (1956) folgende genetische Abfolge Odenwälder Gesteine auf:

1. Ältere Kinetometamorphose;
2. Plagioklasmetablastese und Dioritisierung, wobei die metablastischen Vorgänge in der Reihenfolge: Hornfelsstruktur $\rightarrow$ Plagioklasblastese $\rightarrow$ Dioritisierung ablaufen;
3. Granitisierung durch Lösungszufuhr;
4. jüngere Kinetometamorphose.

H.D.TROCHIM (1960) untersuchte das Frankensteiner Gabbro-Gebiet und erkannte, daß alle Gabbros und Diorite selbst bei homogenem Äusseren u.d.M. $\pm$ ausgeprägte Züge von Hybridgesteinen besitzen, deren Struktur durch eine Plagioklasblastese bestimmt wird. TROCHIM hält die im Frankensteingebiet angeschnittenen Gabbros und Diorite "graduell als Produkte von Kontaminationsprozessen, Magmatisierungsvorgängen unter Stoffzufuhr bis zu reinen $\pm$ in situ verlaufenden Umkristallisationsprozessen von Fremdgesteinen." Schließlich deutet er den "größten Teil - wenn nicht aller scheinbar echt magmatischen Gabbros und Diorite" als metamorph entstanden.

P.HORN (1965) stimmt der These der Dioritbildung aus geeigneten Metamorphiten zu. Die Dioritisierung erfolgte nach ihm isochem, die notwendigen p,t-Bedingungen werden in seinem Arbeitsgebiet lokal erreicht. Das Dioritisierungsschema dieses Autors deckt sich ungefähr mit den Ansichten NICKELS: Prävaristische Altbestände und eingelagerte Diabastuffe und Schalsteine werden während der variszischen Orogenese verfaltet. Dieser Vorgang schafft Raum für palingene Intrusionen. Bei weiterhin ansteigenden p,t-Bedingungen erfolgt eine Plagioklas-Blastese an den Schieferen; schließlich bilden sich bei fortschreitender Mobilisierung Diorit-Metatexite und -Palingenite.

W.SCHUBERT(1968) sieht keine Umwandlung der von ihm untersuchten Amphibolite in Diorite.

D.D.KLEMM(1966) dagegen betont die Umwandlung von Amphiboliten und ähnlichen Metamorphiten in Diorite bzw.Gabbros. Sie sind für ihn in manchen Gebieten Ektexite, Gesteine also, die sich in situ, allerdings innerhalb des geologischen Rahmens, "ohne Stoffzufuhr durch Umkristallisation über eine teilweise liquide Phase gebildet haben". D.KLEMM steht damit in gewissem Widerspruch zu NICKEL, der einen "Ichor" und liquide Stoffzufuhren nicht missen möchte. Demzufolge stellt KLEMM dem NICKELschen Begriff der Dioritisierung die isochem gefaßte Definition der Dioritbildung: Dioritisation, zur Seite.

Es sollte in diesem Zusammenhang nicht unerwähnt bleiben, daß YODER & TILLEY (1962) durch Laborversuche nachwiesen: Amphibolite beginnen erst bei einer Temperatur von 870°C und 2 kb H_2O -Druck in den Schmelzzustand überzugehen.

OKRUSCH & RICHTER(1969) bejahen die Annahme der lokalen Umwandlung von Amphiboliten in Diorite, bezweifeln jedoch, daß alle Diorite aus Metamorphiten hervorgegangen sind.

Auch in anderen variszischen Dioritgebieten sind Gesteine bekannt geworden, deren magmatische Entstehung entweder

angezweifelt oder widerlegt wurde.

DRESCHER-KADEN(1930) hielt die Diorite von Fürstenstein (Bayerischer Wald) für ehemalige Metamorphite. Gegen diese Auffassung stellt sich TROLL(1964), seiner Meinung nach sind die dortigen Diorite eindeutig magmatisch und als Schmelzen intrudiert.

NICKEL(1950) untersuchte die Diorite von Eichenbach(Nieder-österreich) und erkannte ihren Mischgesteintypus; der Autor macht auf die Möglichkeit der Bildung + reliktfreier Diorite über eine Amphibolitassimilation aufmerksam.

OKRUSCH(1963) übernimmt von MEHNERT(1959) drei Möglichkeiten der Dioritbildung und deutet die dioritartigen Gesteine im südlichen Vorpessart als in situ-Mobilisationsprodukte, die durch partielle Anatexis, darauf folgende Blastese und Umsprossung der leukokraten Mineralien Plagioklas und Quarz, sowie durch eine abschließende Homogenisierung aus Metamorphiten gebildet wurden.

PFEIFFER(1964) hält die Biotit-Hornblende-Granodiorite des Meißener Massivs "für Mobilisationsprodukte, die durch Wechselwirkungen zwischen pegmatoiden und granitoiden Erstmobilisaten und metamorphen Gesteinen entstanden, wobei sich der Chemismus der Ausgangsgesteine stark bemerkbar macht."

Sein Dioritisierungsschema führt über p,t-Erhöhung zur Metamorphose von Sedimenten, Diabasen, Tuffen und Gneisen. Nach der Gleichgewichtseinstellung der Amphibolit- und Pyroxenhornfelsfazies bilden sich erste eutektische Mobilisate, eine anschließende Druckentlastung führt zu weitgehender Mobilisation, zugleich dringen granitoide Mobilisate aus benachbarten Bereichen ein.

MEHNERT(1948,1959,1966) und BÜSCH(1966,1970) erkannten die Rolle anatektischer Vorgänge bei der Metamorphose in Dioritgebieten des Schwarzwaldes. Diorite können aus Altbestand nach MEHNERT(in BÜSCH,1970) entweder durch Umkristallisation und Blastese entstehen oder durch partielle bis vollständige Anatexis. Nach BÜSCH(1970) sprechen das

Fehlen von Gefügerelikten, die stoffkonstante in-situ-Mobilisation, ein durchwegs gleichbleibendes Plagioklas/Quarz-Verhältnis und schließlich interessante Laborversuche, bei denen aus quarzdioritischem Material unter extrem hydrothermalen Bedingungen Mobilisate hergestellt wurden, für eine Entstehung der Diorite durch partielle Anatexis. BÜSCH konnte mit seinen Versuchen nachweisen, daß Quarzdiorite bei einer Temperatur von 710°C und 2 kb H_2O -Druck erste Schmelzanteile zeigen und bei 790°C , 2 kb H_2O -Druck schon zu 70% als Schmelze bestehen.

J.-P.v.ELLER(1964,1965,1966) untersuchte Diorite der Vogesen und deutete ihre Entstehung als Transformation aus Metamorphiten und Sedimenten durch Umkristallisation bei identischem Chemismus. Die Ausgangsgesteine der Diorite sollen dabei Schiefer, Kalke, teilweise Pyroklastite und Laven sein.

3. Zielsetzung.

Im Odenwald sind die möglichen Ausgangsgesteine für eine Dioritbildung ehemalige Diabase, Tuffe, Tuffite, Sedimente(Kalk- und Dolomitmergel), Amphibolite, Schiefer und Gneise.

Von vielen Autoren wurden die engen Beziehungen zwischen Dioriten und Amphiboliten erkannt, doch detaillierte Ergebnisse von unmittelbar nebeneinander liegenden Dioriten und Amphiboliten fehlen bislang.

So war es Ziel dieser Arbeit, vor allem geochemische Daten über diese Gesteine zu sammeln und zu versuchen, zur Klärung ihrer Beziehungen beizutragen.

II Untersuchungsmethodik

Die ungünstigen Aufschlußverhältnisse des Odenwaldes lenken zwangsläufig die besondere Aufmerksamkeit auf die Steinbrüche. In den Dioritgebieten des nördlichen Odenwaldes sind es vor allem diejenigen von Ober- und Nieder-Ramstadt, Nieder-Beerbach, Billings und Groß-Bieberau.

PETROGRAPHISCHE SKIZZE DES KRISTALLINEN ODENWALDES

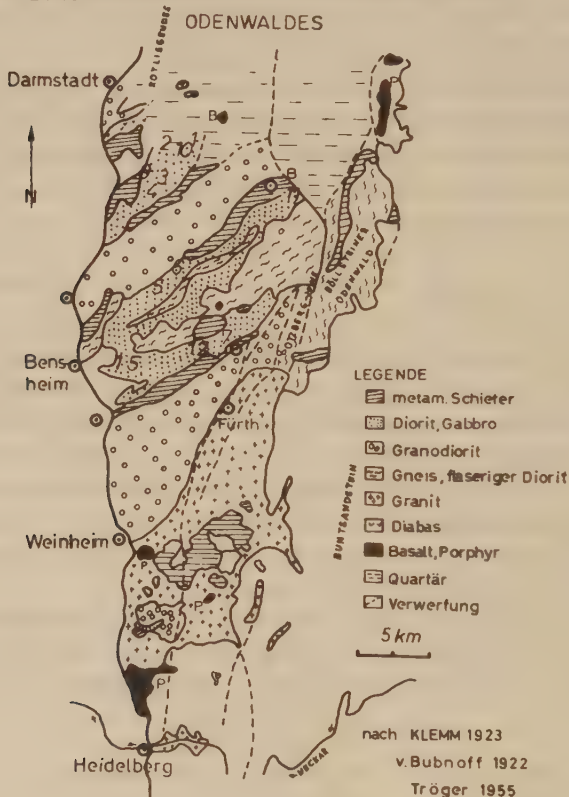


Abb. 1: Petrographische Skizze des kristallinen Odenwaldes. Eingetragen sind die Fundorte der untersuchten Proben, die Rechts- und Hochwerte befinden sich in Tabelle 1;

Bei der Probennahme fanden jeweils nur Serien eng benachbarter Amphibolite und Diorite, sowie deren Zwischenglieder Berücksichtigung. Von diesem Material (2-4kg) wurden Dünnschliffe angefertigt und parallel dazu an den zerkleinerten und gemahlenen Gesteinsproben mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz-Analyse, der Atom-Absorption und der Elektronenstrahl-Mikro-Analyse geochemische Untersuchungen durchgeführt.

Es hätte den Rahmen dieser Arbeit gesprengt, wären die Ergebnisse aller gesammelten und analysierten Proben interpretiert worden; so ist im folgenden meist vom Steinbruch der Firma ODENWÄLDER HARTSTEININDUSTRIE (OHI) in Nieder-Ramstadt die Rede, da er am günstigsten erschien, die Beziehungen zwischen Amphiboliten und Dioriten aufzuzeigen.

Diese Konzentrierung auf ein kleines Gebiet bringt zwar den Nachteil mit sich, nur für einen winzigen Punkt auf der Karte sprechen zu können, besitzt jedoch den Vorzug, bei einer massiven Häufung von Messungen, über die Verhältnisse in diesem Areal zu einigermaßen genauen Aussagen zu kommen. Damit ist die Möglichkeit gegeben, schrittweise von gesicherten Erkenntnissen heraus, die Gegebenheiten größerer, umliegender Gebiete zu erarbeiten.

Neben der konzentrierten Probennahme in den Steinbrüchen von Ober- und Nieder-Ramstadt, wurden jedoch noch an weiteren 13 Aufschlüssen in Dioritgebieten des nördlichen Odenwaldes Material gesammelt und untersucht, um so Vergleiche anstellen zu können.

Stimmen die Ergebnisse der Schwerpunkte mit denen des weitmaschigen Netzes gut überein, darf man, bei ähnlichen Voraussetzungen, bedingt eine Extrapolation der gesicherten Ergebnisse auf das umliegende Gebiet wagen.

Tab.1: Verzeichnis der Probennahmepunkte

Nr.	Vorkommen	Meßtischblatt	R.W.	H.W.
1	Stbr.O.-Ramstadt	Darmstadt-Ost	348070	552165
2	Straße N.-Ramstadt-			
	Eberstadt (Mühle)	Darmstadt-Ost	7650	1980
3	Stbr.N.-Beerbach S	Neunkirchen	7715	1570
4	Stbr.N.-Beerbach N	Neunkirchen	7800	1780
5	Kilchesrod	Neunkirchen	7910	0730
6	Ganseikopf SW	Neunkirchen	8167	1175
7	Stbr.Im Buch	Lindenfels	8389	0646
8	Frankenstein N	Neunkirchen	7620	1760
9	Frankenstein N	Neunkirchen	7610	1780
10	Stbr.N.-Ramstadt	Darmstadt-Ost	7830	2170
11	Stbr.Groß-Bieberau	Neunkirchen	8820	1710
12	Stbr.Krehberg	Lindenfels	8054	0518
13	Stbr.Krehberg SE	Lindenfels	8095	0490
14	Stbr.Scheuerberg	Lindenfels	7895	0370
15	Stbr.Gronau	Lindenfels	7845	0525
16	Laudenauer Buch	Neunkirchen	8645	0850

III Petrographie

1. Amphibolite.

Die Amphibolite des nördlichen Odenwaldes besitzen durchwegs eine dunkle Farbe, sie sind dicht, manchmal auch parallelstruiert und zersplittern scharfkantig.

Ihre Unterteilung fällt meist leicht, doch zeigt sich bei näherer Betrachtung, daß die Übergänge der einzelnen Typen zueinander oft fließend sind und sich somit Schwierigkeiten bei der Abgrenzung ergeben können.

SCHUBERT (1968) beschreibt die Amphibolite des Odenwaldes auf sehr differenzierte Weise. Die hier untersuchten

Amphibolite lassen sich, in Übereinstimmung mit SCHUBERT, unterteilen in:

1. massigen Amphibolit: a) fein-kleinblastisch,
b) fein-kleinblastisch, quarz-führend,
2. paralleltexturierten Amphibolit,
3. Diabasamphibolit mit blastophitischen Strukturrelikten.

Im Modalbestand gleichen sich die einzelnen Typen weitgehend. Gemeine grüne Hornblende (Z c 15-20-22°; 2Vx 62-82°; X=gelbgrün, Y=bräunlichgrün, Z=braungrün-grün) nimmt 20-75 Volumenprozent ein. Sie zeigt oft Zonarbau: helle Kerne, zuweilen als reliktsche Diopsideinschlüsse erkennbar, werden von grünen bis olivgrünen Säumen umgeben und diese wiederum von bräunlich-grünen oder blaugrünen Randzonen begrenzt.

Mit der Mikrosonde konnten in einer Probe Mn-reiche Amphibole nachgewiesen werden.

Die feinkörnigen Plagioklase sind oft serizitisiert. Zonarbau ist selten zu beobachten: es überwiegt ein Oszillieren des Anorthitgehaltes. Der Volumenanteil der Plagioklase in den Amphiboliten schwankt zwischen 8 und 43 %, der An-Gehalt differiert zwischen 13 und 70 %, bei einem Maximum von 38-44 % (Abb.5).

Diopsidischer Pyroxen kommt in vielen Schliffen vor, fällt jedoch mengenmäßig nicht ins Gewicht.

Quarz wechselt in der Häufigkeit (1-15 Volumenprozent); er ist entweder gleichmäßig verteilt oder sammelt sich in einzelnen quarz- und plagioklasreichen Lagen.

Chlorit und zum Teil auch Biotit (bei Kaliumzufuhr) bilden sich aus den Hornblenden, ebenso Karbonate, Talk, Epidot. Als Erz sind Ilmenit, Limonit und Magnetit zu beobachten. Apatit, Titanit und Prehnit vervollständigen das Bild.

Die massigen Amphibolittypen zeigen meist ein gut ausge-

bildetes Hornblendenetz. Lockert sich das strenge Netzgefüge, häufen sich zuweilen mehrere Hornblende-Individuen zu größeren metablastischen Flecken; es entsteht unter starker Erzbildung ein Fleckenamphibolit. Das Retikulargefüge wird bei den parallelstruierten Typen etwas aufgelockert, die stängeligen Hornblendekristalle sind // b des Gefüges eingeregelt.

Einzelne Proben zeigen ophitische Strukturrelikte, die Plagioklase sind meist zonar aufgebaut (An-Gehalt: Rand 40-55%, Kern bis 72%; Mikrosondenanalyse).

Bei einzelnen amphibolitischen Proben wird das Retikulargefüge durch ein teilweise ausgeprägtes Pflastergefüge ersetzt.

2. Diorite

Die untersuchten Diorite sind jeweils Proben von unmittelbar neben Amphibolit anstehendem Gestein. Sie unterscheiden sich makroskopisch von den Amphiboliten durch die gröbere Körnung und die etwas hellere Färbung; neben scharfen Grenzen sind durchaus auch fließende Übergänge zu diesen Metamorphiten zu beobachten.

Die Diorite des nördlichsten Odenwälder Dioritzuges zeigen nicht jene starke Heterogenität, wie sie NICKEL(1956) und WEINIG(1968) vom Knodener Raum beschreiben. Doch auch hier können zwanglos mehrere Haupttypen ausgegliedert werden:

1. Regelloser, mittelkörniger Diorit;
2. Fleckendiorit;
3. Diorit mit teilweiser subparalleler Textur.

Die Hauptgemengteile entsprechen etwa dem der Amphibolite: es handelt sich überwiegend um grüne Hornblenden mit hohem Calciumgehalt, die im Überlappungsbereich von gemeiner Hornblende mit Tremolit-Ferroaktinolith, Tschermakit-Ferrotschermakit, Edenit und Pargasit-Hastingsit liegen(Abb.6)

Tabelle 3 zeigt, daß sich der Chemismus der dioritischen Hornblenden meist von dem der amphibolitischen unterscheidet.

Optische Bestimmungen: Auslöschungsschiefe Z_{ac} $16-20^{\circ}$, Achsenwinkel $2V_x = 65-84^{\circ}$, Absorption X =hellgrün, Y =braunlichgrün, Z =blaugrün-olivgrün.

Der Volumenanteil der dioritischen Hornblenden schwankt zwischen 21 und 45 %.

Die Plagioklase besitzen einen An-Gehalt von 13-70 %, das Maximum liegt bei An 32% (Abb.5). Der Volumenanteil differiert zwischen 38 und 72 %; der Plagioklasanteil liegt demnach durchschnittlich höher als bei den Amphiboliten.

Zonarbau ist häufiger zu beobachten, ebenso Rekurrenzen, doch kommen daneben auch unregelmäßig gebaute Kristalle vor, wie Untersuchungen mit der Mikrosonde ergaben (Abb.2).

Quarz ist am Aufbau der Diorite bis zu 20 Vol.-% beteiligt; diopsidischer Pyroxen und Kalifeldspat kommen dagegen nur sehr vereinzelt vor.

Chlorit und Biotit (dieser teilweise mit spindelförmigen Zoisiteinlagerungen) sind Nebengemengteile.

Akzessorien sind Zirkon, Apatit, Orthit. Erz ist durch Magnetit, Ilmenit, Titanit, Pyrit und Limonit vertreten.

Das Gefüge der Diorite ist regellos körnig (ausgenommen einige Proben mit subparalleler Textur); eine deutliche Ausscheidungsfolge (Plagioklas-Hornblende-Biotit-Quarz) der hypidiomorphen Kristalle wird meist erkennbar.

Die Hornblenden sind oft von Plagioklas korrodiert, diese wiederum teilweise stark serizitisiert, vor allem in den basischeren Bereichen der Kristalle. Plagioklas-Metablasten umschließen kleine Hornblende- und Biotitreste. Quarz nimmt meist als Zwickelfüllung Platz oder sammelt sich mit Plagioklas zu hellen Partien um blastische Hornblendekristalle.

Obwohl das magmatische Gefüge vorherrscht, wird doch bei

vielen Dünnschliffen die Heterogenität des Gesteins ersichtlich. Magmatische und metamorphe Gefügemerkmale wechseln sich ab, so daß man bisweilen den Eindruck erhält, ein amphibolitisch-dioritisches Mischgestein zu untersuchen.

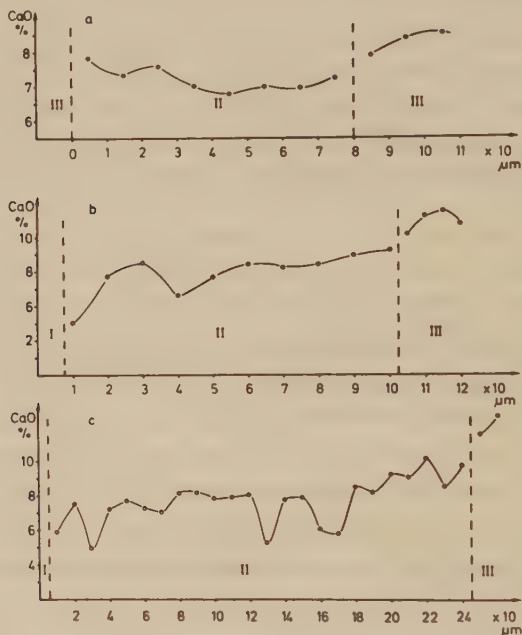


Abb.2: Querprofile (CaO-Gehalt) von Plagioklasen aus Gesteinen des Bruches von N.-Ramstadt.

- a) Amphibolit Schliff Nr.10-40/16
- b) Diorit; Schliff Nr.10-38/3
- c) Diorit; Schliff Nr.10-38/4

Ordinate: CaO-Gehalt

Abszisse: Meßpunkte, Abstand 10 μm ; gestrichelte

Linien=Phasengrenzlinien;

I = Quarz, II = Plagioklas, III = Hornblende;

Inverser bzw. oszillierender An-Gehalt; wenn Hornblende als benachbarte Mineralphase auftritt: Erhöhung des CaO-Gehaltes im Grenzbereich; bei Quarz als benachbarter Phase: sinkende An-Gehalte im Grenzbereich.

3. Dioritoide

M. MAGGETTI prägte den Begriff Dioritoid; gemeint sind damit dioritähnliche Gesteine, deren Gefüge weder rein magmatisch noch rein metamorph ist. Charakteristisch scheint dieser Begriff für viele Odenwälder Gesteine, die sich möglicherweise auf dem Wege der Dioritbildung befanden, das Endstadium, den Zustand eines "fertigen" Diorites jedoch nicht mehr erreichten.

Manche Grenztypen der Amphibolite zeigen eine deutliche Auflösung ihres Retikulargefüges und Hornblenden, während andere, schon sehr dioritähnliche Gesteine noch metamorphe Kennzeichen in Gefüge und Ausbildung der Mineralien besitzen.

Pflaster- und aufgelockertes Retikulargefüge sind neben deutlich magmatischen Charakteristika zu beobachten.

Die hier beobachteten Übergangsgesteine waren ausschließlich Verbindungsglieder zwischen Amphibolit und Diorit; sie gingen teilweise ohne scharfen Abgrenzungen in die beiden benachbarten Grundtypen über.

Der Mineralbestand der Zwischenglieder stimmt mit dem der benachbarten Amphibolit- und Dioritproben im wesentlichen überein, es ergaben sich keine größeren Abweichungen.

Die Mehrheit der beobachteten Übergangstypen ließ sich, wenn nicht petrographisch, so meist durch die Analysenwerte der Haupt-, Neben- und Spurenelemente eingliedern in die Typen Amphibolit und Diorit.

4. Petrographischer Vergleich zwischen Amphiboliten und Dioriten.

Trotz allgemein schwankender Farbzahl ist es offensichtlich, daß die Amphibolite mafitreicher sind als die Diorite.

Im Konzentrationsdreieck Mafite-Albit-Anorthit wird dies veranschaulicht: Die darstellenden Punkte der Odenwald-

Tab.2: Modalbestand der Proben des N.-Ramstädter Bruches

Nr.	Typ	Plag	Qu	Hble	Bi/Chl	Karb	Akz	Erz
1	A	17	3	22	34	6.0	5.6	12.4
2	A	39	4	48	1.5	1.0	1.4	5.1
3	A	23	6	46	6.5	1.0	3.0	14.0
5	A	31	11	38	8.5	3.3	1.2	7.0
6	A	19	18	50	2.5	0.6	0.9	9.0
7	A	37	9	51	-	0.1	1.0	1.9
8	Dr	38	7	46	3.5	1.1	1.2	3.2
9	A	10	2	85	-	0.6	2.0	0.4
10	A	36	10	50	0.5	1.5	1.5	0.5
11	A	27	20	42	1.7	0.3	3.4	5.6
12	A	26	11	55	1.0	1.8	2.4	2.8
13	Dr	45	18	22	2.4	2.0	2.4	8.2
17	A	29	20	48	0.5	1.0	1.0	0.5
18	A	13	6	75	0.4	3.8	2.0	-
19	A	32	5	61	0.7	0.4	0.9	-
20	Dr	54	12	27	1.4	-	2.1	3.5
21	A	32	6	57	0.5	0.5	1.6	2.4
22	LDr	72	3	22	1.1	-	0.7	1.2
23	A	10	9	75	0.8	1.6	1.6	2.0
24	Dr	48	3	35	4.5	5.4	2.4	1.7
25	A	21	20	44	-	2.8	1.5	10.7
26	Dr	55	7	31	1.4	2.7	1.3	1.6
27	A	43	10	40	1.0	0.4	2.2	3.4
29	A	40	8	40	-	0.5	1.0	10.5
30	Dr	55	6	35	0.7	-	1.8	1.5
31	Dr	51	11	32	1.0	0.3	2.2	2.5
36	Dr	41	4	53	0.2	0.2	1.0	0.6
37	A	15	11	71	-	0.2	0.6	2.4
38	Dr	49	12	35	-	0.2	0.8	3.0
39	A	25	9	61	0.8	0.2	2.2	1.8
40	A	22	11	63	-	1.1	1.0	1.9
41	LDr	57	17	22	0.3	0.4	1.8	1.5

Tab.2: Fortsetzung

Nr.	Typ	Plag	Qu	Hble	Bi/Chl	Karb	Akz	Erz
44	A	38	10	41	2.8	-	2.0	6.2
45	Dr	51	2	38	3.1	0.5	1.2	3.2
46	A	18	15	63	-	0.4	1.2	2.4
47	A	15	8	73	0.6	1.2	1.2	1.0
48	LDr	61	5	30	1.3	0.4	1.5	0.8
50	Dr	40	33	25	-	-	1.0	1.0
51	G	43	7	47	0.2	0.6	1.0	1.2
52	A	31	12	53	0.7	0.2	1.5	1.6

A = Amphibolit, Dr = Diorit, LDr = Leuko-Diorit, G = Gabbro;

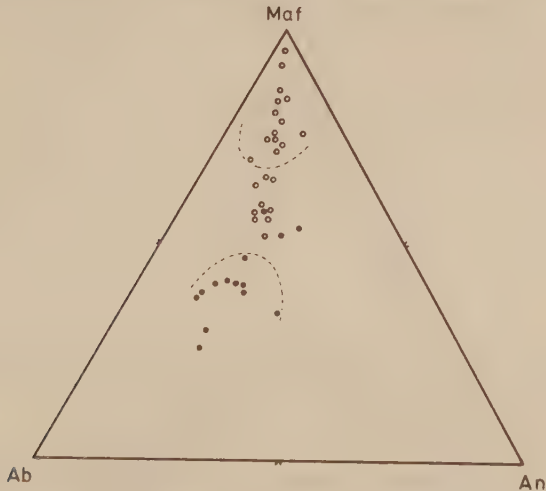


Abb.3: Konzentrationsdreieck Mafite-Albit-Anorthit.

Eingetragen sind die darstellenden Punkte Nieder-Ramstädter Amphibolite (offene Kreise) und Diorite (geschlossene Kreise); es ergibt sich eine Trennung der beiden Gesteine; eine Zwischengruppe übernimmt die Verbindung. Der Albit- und Anorthitgehalt wurde von Mol.-% in Vol.-% umgerechnet.

Amphibolite sind deutlich von denen der Diorite getrennt. Eine verhältnismäßig große Zwischengruppe setzt sich überwiegend aus Übergangstypen, dioritähnlichen Gesteinen zusammen (Abb.3).

Ebenso gut eignet sich die Darstellung der beiden Gesteinstypen durch das Konzentrationsdreieck Quarz-Plagioklas-Mafite (Abb.4). Die Diorite rücken in den engeren Plagioklasbereich, während die darstellenden Punkte der Amphibolite, bei schwankendem Quarzgehalt, sich als mafit-reicher erweisen.

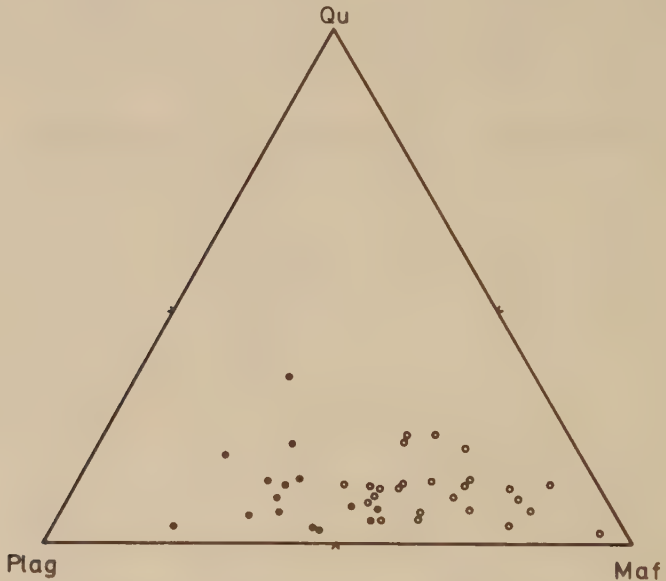


Abb.4: Konzentrationsdreieck Quarz-Plagioklas-Mafite.

Eingetragen sind die Punkte N.-Ramstädter Amphibolite (offene Kreise) und Diorite (geschlossene Kreise).

Amphibolit- und Dioritfeld überlappen sich etwas.

Die Anorthitgehalte der Plagioklase beider Gesteine schwanken stark: An 15-70 %. U-Tisch-Messungen und Mikrosondenanalysen ergaben auseinanderfallende Maxima der Amphibolite und Diorite.

Die Amphibolit-Plagioklase besitzen einen verhältnismäßig breiten Bereich, den man als Maximum bezeichnen kann. Er erstreckt sich von An 32% bis An 44% und entspricht etwa dem Verlauf einer Gauß'schen Glockenkurve. Nebenmaxima sind nicht vorhanden.

Anders die Diorit-Plagioklase: Ihr größtes und steilstes Maximum liegt bei An 30%, zwei kleinere Maxima bestehen links und rechts davon. Der Zonarbau der Plagioklase spiegelt sich wider. Inversion und oszillierender Anorthitgehalt sind dagegen verantwortlich für die lange Flanke der Diorit-Plagioklase im Bereich von An 35-48 %.

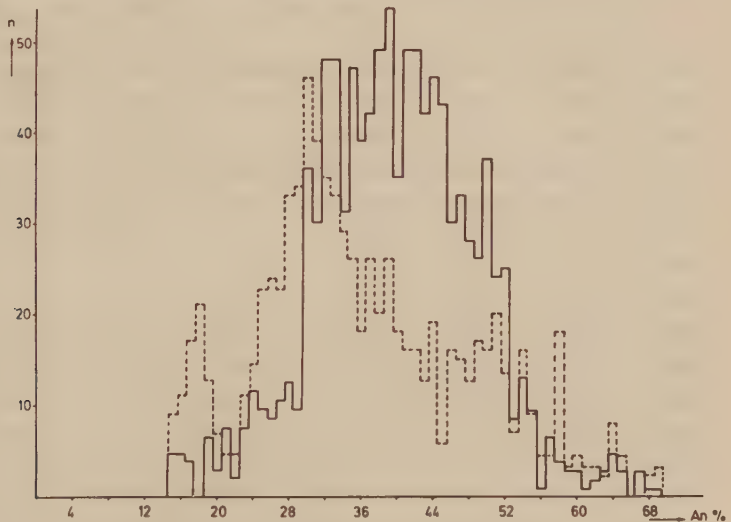


Abb.5: Histogramm des Anorthitgehaltes von Nieder-Ramstädter Amphiboliten (ausgezogene Linie) und Dioriten (gestrichelte Linie). Berücksichtigt wurden die Werte (U-Tisch-, Mikrosondenmessungen) von 10 Amphiboliten (1068 Messungen) und 9 Dioriten (883 Messungen); normiert auf 1000; Erläuterung im Text.

Tab.3: Chemische Analysen von Hornblenden aus Amphiboliten und Dioriten des Bruches von N.-Ramstadt.

Nr.	10-12	10-12	10-13	10-18	10-18	10-19	10-21
Typ ⁺⁺	A	A	Dr	A	A	A	A
Farbe	braun	grün	grün	braun	grün	grün	braun
SiO ₂	49.0	47.3	46.8	44.1	48.4	48.1	45.1
TiO ₂	0.1	0.3	0.4	1.1	1.5	0.5	0.8
Al ₂ O ₃	4.4	3.8	10.2	13.4	9.5	11.6	9.1
FeO ⁺	14.8	15.0	16.6	13.0	10.7	10.2	14.6
MnO	8.7	8.3	0.8	0.2	0.2	0.2	0.4
MgO	9.5	7.0	9.9	12.5	16.2	9.9	12.2
CaO	10.3	16.5	10.8	11.2	10.8	14.6	11.8
Na ₂ O	0.3	0.3	2.4	2.0	1.3	1.7	1.8
K ₂ O	0.6	0.8	0.2	0.3	0.4	0.5	0.4

Nr.	10-21	10-22	10-23	10-24	10-27	10-27	10-31
Typ ⁺⁺	A	Dr	A	Dr	A	A	Dr
Farbe	grün	grün	braun	braun	gr-br	braun	grün
SiO ₂	45.2	46.0	51.1	45.0	46.8	42.6	42.6
TiO ₂	1.7	3.2	0.5	2.1	0.1	0.1	0.6
Al ₂ O ₃	10.2	8.9	7.4	10.0	3.7	10.1	3.5
FeO ⁺	15.6	10.3	14.8	15.2	19.8	20.2	15.8
MnO	0.3	0.2	0.5	0.3	0.8	0.7	0.5
MgO	10.9	11.3	9.2	10.5	12.1	9.8	14.0
CaO	11.5	15.2	11.7	15.0	13.8	12.6	12.9
Na ₂ O	1.3	1.4	0.9	0.8	0.6	0.6	1.3
K ₂ O	0.6	0.7	0.4	0.6	0.8	0.7	0.2

⁺ ΣFe als FeO; ⁺⁺Typ = Gesteinstyp : A=Amphibolit, Dr=Diorit; gr-br = grünlichbraun; die Analysenwerte sind jeweils aus mehrerer Einzelmessungen gemittelt; die in den einzelnen Kästchen sich befindenden Amphibolite und Diorite stellen unmittelbar nebeneinander liegende Gesteinsproben dar.

Tab.3: Fortsetzung

Nr. Typ ⁺⁺ Farbe	10-31 Dr olivbr.	10-31 Dr h.-br.	10-37 A grün	10-38 Dr grün	10-40 A grün	10-40 A olivbr.	10-40 A braun
SiO ₂	48.4	47.2	44.8	42.6	44.6	43.2	40.2
TiO ₂	0.9	0.9	2.4	3.1	0.2	2.0	3.0
Al ₂ O ₃	4.7	5.0	8.9	6.8	5.8	9.0	9.6
FeO ⁺	18.2	17.0	18.0	15.3	22.7	20.0	21.1
MnO	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5	0.2	0.2
MgO	11.5	13.2	9.7	15.4	10.0	9.6	9.3
CaO	13.2	12.5	11.6	13.4	13.4	11.2	12.0
Na ₂ O	1.0	1.5	1.6	0.5	0.4	2.0	2.4
K ₂ O	0.4	0.5	0.4	0.6	1.0	0.5	0.2

Nr. Typ ⁺⁺ Farbe	10-41 Dr grün	10-41 Dr h.-br	10-48 Dr grün	10-48 Dr gr-br	10-48 Dr braun	10-51 Dr grün	10-52 A braun
SiO ₂	46.8	45.3	47.8	43.0	46.4	46.4	41.6
TiO ₂	1.2	0.9	0.3	2.0	3.0	1.8	1.9
Al ₂ O ₃	6.2	7.1	8.4	10.6	10.3	10.2	10.3
FeO ⁺	20.0	18.2	16.2	16.5	17.0	13.2	15.8
MnO	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2
MgO	10.6	15.6	11.0	11.4	11.8	12.8	12.4
CaO	11.8	9.0	12.9	13.0	13.4	11.7	12.5
Na ₂ O	1.0	0.8	0.9	1.1	1.2	2.8	2.8
K ₂ O	0.6	0.6	0.7	0.6	0.3	0.2	0.2

⁺ $\sum$ Fe als FeO; ⁺⁺ Typ = Gesteinstyp

h.-br = hellbraun, gr-br = grünlichbraun

A = Amphibolit; Dr = Diorit

Obwohl die Hornblenden in Dioriten und Amphiboliten des bearbeiteten Gebietes auf den ersten Blick als ähnlich betrachtet werden könnten, stellt sich bei genauerer Untersuchung mit der Mikrosonde heraus, daß bei vielen unmittelbar nebeneinander liegenden Untersuchungsproben dieser Gesteinstypen der Amphibol-Chemismus nicht übereinstimmt: es handelt sich also um verschiedene Hornblendetypen; nur in einigen Fällen erweist sich der Chemismus als ähnlich.

Abb.6 veranschaulicht den breiten Streubereich, den amphibolitische und dioritische Ca-reiche Hornblenden des Steinbruches Nieder-Ramstadt einnehmen.

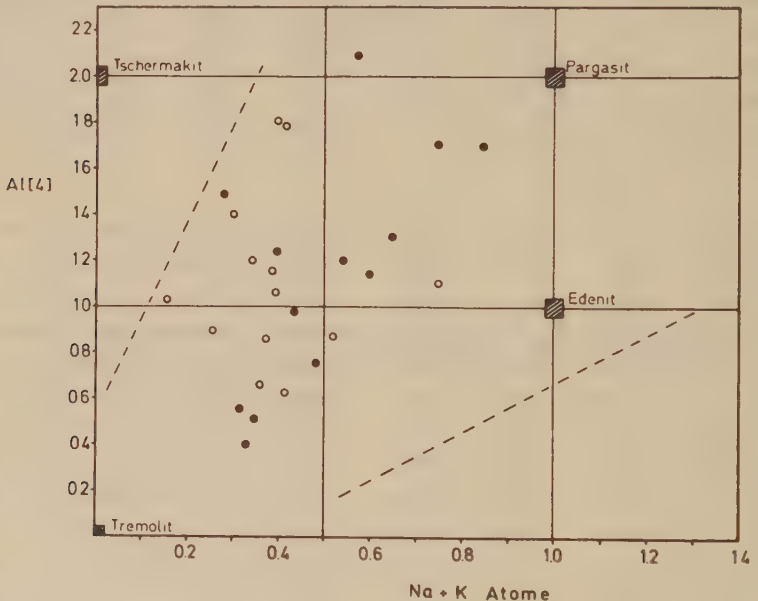


Abb.6: Hornblende-Zelle $Al[4] : Na+K$ Atome nach DEER et al. (1963).
Eingetragen sind die darstellenden Punkte der analysierten Hornblenden von Amphiboliten (offene Kreise) und Dioriten (geschlossene Kreise) im Feld der Ca-reichen Amphibole.
Der H_2O -Gehalt wurde nach Literaturwerten (HORN, 1965, SCHUBERT, 1968) mit 1.8% angenommen.
Die Mikrosondenanalysen ergeben eine breite Streuung der Punkte.

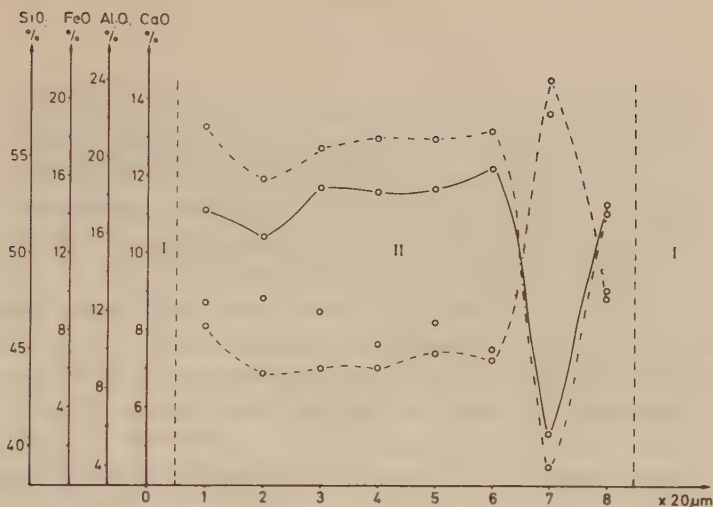


Abb. 7: Querprofil (Chemismus) eines Hornblendekristalls.

Stbr.N.-Ramstadt; Amphibolit; Schliff Nr.10-37/9
Mikrosondenanalyse.

Die Hornblende erweist sich als relativ homogen,
ausgenommen ist davon Meßpunkt 7;

Si und Al, sowie Fe und Ca zeigen einen gekoppelten
Verlauf.

Ordinate: Gehalte von SiO_2 , ΣFe als FeO, Al_2O_3
und CaO;

Abszisse: Meßpunkte, Abstand 20 μm;

senkrecht gestrichelte Linien = Phasengrenzlinien;
I = Plagioklas, II = Hornblende.

———— = CaO
- - - - = FeO
..... = SiO_2
- . - . = Al_2O_3

Im Gegensatz zu SCHUBERT (1968), der 8 Hornblende-Analysen von Amphiboliten des Bergsträsser Odenwaldes durchführte und dabei Werte erhielt, die die Hornblenden in einen verhältnismäßig kleinflächigen Überlappungsbereich zwischen Hornblende und Tremolit wiesen, zeigen die hier aufgeführten Amphibole eine merklich größere Streuung. Der Hauptteil der darstellenden Punkte belegt das Hornblendefeld, die Tendenz jedoch, in tremolitisch-aktinolithische, tschermakitisch-ferro-tschermakitische und pargasitisch-hastingsitische Bereiche einzudringen, kann

nicht übersehen werden.

Der Grund für die größere Variabilität der hier aufgeführten Hornblende-Werte dürfte in der Analysenmethode liegen: Bei den z.B. von SCHUBERT(1968) veröffentlichten Daten handelt es sich um Hörnblenden, deren Chemismus über eine Mineralseparierung und anschließende Analyse der erhaltenen Körner gewonnen wurde.

Bei dieser Methode werden jedoch immer nur Durchschnittswerte der Mineralien erhalten.

Die Elektronenstrahl-Mikro-Analyse dagegen erlaubt die zerstörungsfreie Analyse kleiner Bereiche. So gelingt es, die verschiedenen Amphiboltypen gesondert zu untersuchen. Speziell bei den sehr feinkörnigen Amphiboliten ist dies von großem Vorteil, da hier die genaue optische Bestimmung oft schwer fällt.

Ebenso können auf diese Art Veränderungen innerhalb der Kristalle, Umwandlungszonen, Reaktionssäume und Relikte analysiert werden.

Farbänderungen der hier untersuchten Hornblenden lassen sich, betrachtet man die chemischen Analysen(Tab.3), meist zurückführen auf eine Veränderung im Titangehalt.

Charakteristisch dafür sind die Proben 10-31, 10-40, 10-41 und 10-48, in denen sich jeweils der Titanoxid-Wert bei der Umwandlung von grüner über oliv-grüne bis bräunlich-grüne zur braunen Hornblende deutlich steigert.

Andererseits wurden Hornblenden beobachtet, deren Farbänderung nicht auf einen Wechsel im Chemismus zurückzuführen war. In diesen Fällen muß wohl eine Änderung der Oxidationsstufen von Fe und Ti dafür verantwortlich gemacht werden (DEER,1938).

IV Geochemie

1. Hauptchemismus

Als notwendige Ergänzung und Bereicherung der petrologischen Daten für den Vergleich der Odenwälder Amphibolite und Diorite erweist sich die Kenntnis des Gesteinschemismus.

Eine große Serie von Proben naßchemisch zu analysieren, ist mit erheblichem Zeitaufwand verbunden und setzt die Verfügung eines gut ausgerüsteten chemischen Labors voraus.

RUCKLIDGE et al.(1970) und REED(1970) schlugen vor, mit der Mikrosonde an Gesteinsgläsern Vollanalysen vorzunehmen. Nachdem es heute möglich ist, mit diesem Gerät eine zerstörungsfreie chemische Analyse bis zu niedrigen Ordnungszahlen(theoretisch bis B) des Periodischen Systems der Elemente durchzuführen, zeigten sich für dieses Verfahren keine grundsätzlichen Schwierigkeiten.

Nach umfangreichen Vorversuchen gelang es, die unbedingt notwendigen homogenen Gesteinsgläser herzustellen.

So wurden 53 Gesteinsproben des Bruches in Nieder-Ramstadt mit der Mikrosonde untersucht. Natürlich müssen bei dieser Art der chemischen Analyse einige Nachteile in Kauf genommen werden: H_2O ist nicht gut, die Anionen sind nicht zu bestimmen, außerdem ist die Gefahr gegeben, daß bei den hohen Schmelztemperaturen($1200^{\circ}C$) und später bei der Punktanalyse ein Verlust von Alkalien auftritt(s.Untersuchungsmethodik).

Trotz dieser Einschränkungen erscheint diese Methode, bei Verwendung von nahen Standards und einem automatischen Korrekturprogramm, als gut geeignet, größere Serien von Gesteinsproben mit geringem Zeitaufwand zu analysieren.

1.1 Elementkonzentrationen

Wie nach den petrographischen Ergebnissen zu erwarten war, differieren die Amphibolite und Diorite in ihrem Chemis-

mus erheblich. In keinem Fall nebeneinander liegender Serien dieser beiden Gesteine konnte Stoffkonstanz festgestellt werden; nur zuweilen zeigen manche Proben Angleichungsphänomene im Chemismus.

Das SiO_2 -Histogramm (Abb. 8) veranschaulicht den höheren Kieselsäuregehalt der Diorite, ihr Maximum liegt bei 49-52% SiO_2 . Obwohl relativ wenige Werte für diese Darstellung zur Verfügung standen, scheint die Tendenz wohl richtig zu sein, da Literaturdaten (HORN, 1965; OKRUSCH & RICHTER, 1969) den gleichen Bereich feststellten. Die Amphibolite dagegen besitzen ein breit gelagertes SiO_2 -Maximum mit Werten von 45-48%. Die beiden Gesteine lassen sich, bezüglich des SiO_2 -Chemismus, gut trennen.

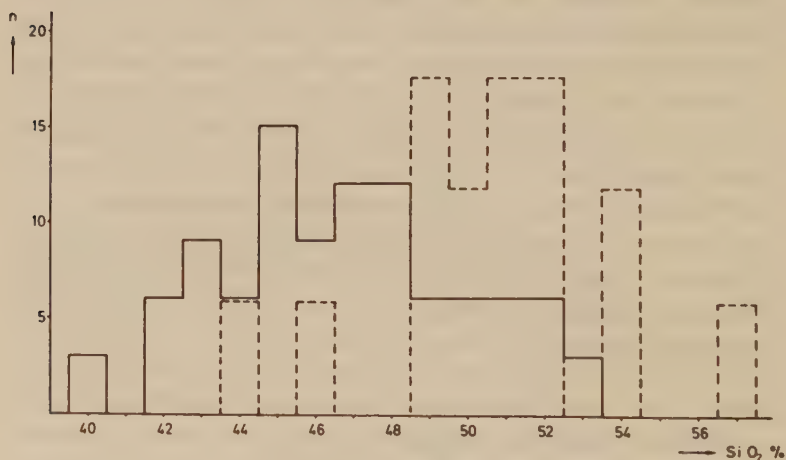


Abb. 8: SiO_2 -Histogramm.

Amphibolite (ausgezogene Linie, 34 Proben) und Diorite (gestrichelte Linie, 17 Proben) des Steinbruchs Nieder-Ramstadt. Normiert auf 100.

Erläuterung im Text.

Auch im Titangehalt differieren Amphibolite und Diorite des nördlichen Odenwaldes. Die Amphibolite zeigen ein größeres Maximum mit einem TiO_2 -Gehalt von 0.9 Gew.-%,

ein kleineres liegt bei 1.4%.

Die Diorite weisen ein schwaches Maximum bei 0.6-0.7 % TiO_2 und ein stärkeres bei 1.1 % auf (Abb.15).

Der Aluminiumgehalt eignet sich weniger gut, die beiden Gesteine zu unterscheiden, doch fällt immerhin der etwas höhere Al_2O_3 -Gehalt der Amphibolite auf.

Die Werte der Eisenkonzentrationen hingegen (Gesamteisen als FeO) sind vorzüglich geeignet, die Frage der Stoffkonstanz zu beantworten.

Die Diorite präsentieren ein schmales, steiles Maximum bei 12% FeO, dies stimmt mit den Literaturwerten überein. Bei den Amphiboliten sind, bedingt durch ihren größeren Mafitanteil, höhere Eisenoxidwerte festzustellen. Ihr Maximum liegt bei 14-16% FeO.

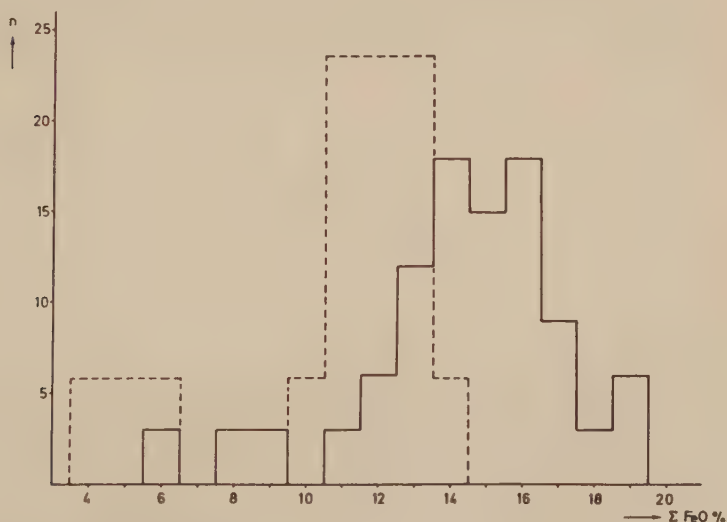


Abb.9: FeO-Histogramm

Amphibolite (ausgezogene Linie, 34 Proben) und Diorite (gestrichelte Linie, 17 Proben) des Bruches von N.-Ramstadt. Normiert auf 100. ΣFe als FeO.

Erläuterung im Text.

Tab.4: Elementkonzentrationen in Amphiboliten und Dioriten
des Bruches von Nieder-Ramstadt

Nr. Typ	10-1 A	10-2 A	10-3 A	10-5 A	10-6 A	10-7 A	10-8 Dr	10-9 A	10-10 A
Gew.-%									
SiO ₂	50.2	45.1	42.5	45.5	45.1	48.0	46.8	48.0	47.4
TiO ₂	1.0	1.0	1.6	1.0	1.4	0.8	1.1	0.9	1.2
Al ₂ O ₃	16.6	18.2	17.9	16.0	18.0	15.4	16.7	16.0	17.2
FeO ⁺	13.5	14.2	19.9	14.7	16.7	14.7	11.3	12.3	13.5
MnO	0.3	0.3	0.3	0.6	0.2	0.3	0.2	0.4	0.3
MgO	6.8	6.9	5.6	4.8	3.9	4.0	8.3	4.6	5.1
CaO	8.6	9.9	6.7	11.9	9.9	11.8	9.2	14.0	8.5
Na ₂ O	3.0	2.8	3.0	3.1	3.8	3.4	3.1	2.1	3.3
K ₂ O	1.7	0.7	0.7	0.8	0.1	0.3	0.5	1.5	0.9
P ₂ O ₅	0.2	0.8	0.1	0.6	0.6	0.6	0.3	0.5	0.4
ppm									
Cr	107	95	135	118	81	82	90	110	81
Co	23	17	23	14	13	13	15	10	14
Ni	42	37	21	30	11	25	69	49	33
Sr	51	142	134	124	145	178	258	212	358
Zr	35	32	85	65	39	48	93	72	242
Niggli-Werte									
si	112	95	94	101	99	108	104	109	114
al	22.0	22.6	23.2	20.8	23.3	20.8	21.9	21.4	24.3
fm	48.6	47.2	54.0	44.8	44.3	42.0	49.3	39.2	45.0
c	20.6	22.4	15.6	27.2	23.3	28.7	21.7	34.1	21.8
alk	8.8	8.8	7.2	9.1	9.1	8.5	7.1	5.3	8.9
k	0.27	0.27	0.14	0.09	0.12	0.17	0.07	0.15	0.49
mg	0.47	0.46	0.34	0.29	0.28	0.32	0.56	0.40	0.40
ti	1.7	1.6	2.6	1.7	2.4	1.3	1.9	1.6	2.1
c/fm	0.43	0.48	0.29	0.61	0.54	0.59	0.44	0.87	0.48

⁺ Σ Fe als FeO

Tab.4: Fortsetzung

Nr.	10-11	10-12	10-13	10-14	10-15	10-16	10-17	10-18	10-19
Typ	A	A	Dr	Dr	LDr	LDr	A	A	A
Gew.-%									
SiO ₂	51.6	44.5	52.1	54.7	65.8	69.5	52.4	47.1	51.0
TiO ₂	1.1	1.4	1.3	0.9	0.3	0.1	0.5	0.9	0.7
Al ₂ O ₃	18.8	17.4	19.5	19.5	14.9	13.5	17.0	15.6	12.5
FeO ⁺	8.3	15.3	11.5	10.5	3.4	2.6	9.6	13.5	12.9
MnO	0.2	0.4	0.5	0.3	0.2	0.9	0.2	0.2	0.2
MgO	3.3	3.9	3.1	3.0	0.8	0.9	5.0	7.0	10.4
CaO	8.0	9.9	3.2	3.1	6.1	5.9	7.9	9.2	8.7
Na ₂ O	5.6	3.6	5.9	5.7	6.5	5.2	4.8	3.2	2.5
K ₂ O	1.1	1.0	0.8	1.2	0.9	0.6	0.4	0.6	0.7
P ₂ O ₅	0.6	0.5	0.4	0.4	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5
ppm									
Cr	81	82	76	59	35	31	121	153	90
Co	15	11	7	6	5	7	18	13	15
Ni	23	22	24	20	20	23	26	132	42
Sr	110	138	275	387	135	80	462	151	149
Zr	62	70	226	161	196	274	283	60	62
Niggli-Werte									
si	136	102	142	152	246	294	134	106	110
al	29.2	23.2	31.8	32.0	33.1	33.0	25.7	20.6	16.1
fm	32.1	43.1	42.1	41.1	18.0	15.1	40.2	49.2	58.0
c	22.7	24.4	9.1	9.2	21.0	28.1	21.7	22.1	20.3
alk	6.0	9.0	17.0	17.7	28.0	23.0	12.4	8.1	5.6
k	0.71	0.54	0.21	0.22	0.15	0.07	0.54	0.45	0.35
mg	0.41	0.31	0.33	0.39	0.25	0.36	0.47	0.48	0.59
ti	2.4	2.1	2.6	2.0	0.9	0.2	0.9	1.5	1.2
c/ _{fm}	0.71	0.57	0.21	0.22	1.1	1.8	0.54	0.45	0.35

+ Σ Fe als FeO

Tab.4: Fortsetzung

Nr.	10-20	10-21	10-22	10-23	10-24	10-25	10-26	10-27	10-28
Typ	Dr	A	Dr	A	Dr	A	Dr	A	A
Gew.-%									
SiO ₂	50.0	45.5	44.5	43.0	50.8	49.2	51.1	46.0	45.2
TiO ₂	0.7	2.1	1.1	1.8	0.9	1.3	1.3	1.1	1.5
Al ₂ O ₃	17.0	14.3	15.9	14.5	16.7	19.5	17.8	18.5	19.0
FeO ⁺	12.9	16.3	14.3	16.1	11.5	14.9	13.0	15.7	16.4
MnO	0.3	0.3	0.1	0.5	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2
MgO	4.7	5.6	6.1	7.1	4.7	3.7	5.3	3.7	5.1
CaO	6.5	10.5	8.0	12.6	8.0	7.8	7.7	8.2	4.8
Na ₂ O	4.7	2.9	3.4	2.5	4.6	3.4	3.9	3.0	5.0
K ₂ O	1.1	1.2	0.6	0.9	0.6	0.5	0.8	0.9	0.9
P ₂ O ₅	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.6	0.5	0.3
ppm									
Cr	81	135	67	118	85	93	103	72	54
Co	10	7	14	12	14	17	14	13	20
Ni	19	50	25	57	27	20	41	21	22
Sr	370	156	348	138	209	136	224	107	129
Zr	123	36	210	69	87	69	60	43	57
Niggli-Werte									
si	124	102	105	89	126	118	122	111	104
al	25.0	18.8	21.1	17.4	24.4	27.7	24.4	26.3	25.8
fm	44.6	49.8	49.5	48.2	42.4	42.4	45.6	45.5	49.5
c	26.4	25.1	20.2	27.2	21.3	20.2	19.7	21.2	11.9
alk	4.0	6.7	9.2	6.8	11.9	9.9	10.3	7.0	12.8
k	0.14	0.28	0.10	0.25	0.10	0.10	0.14	0.21	0.12
mg	0.40	0.38	0.42	0.44	0.41	0.30	0.41	0.29	0.35
ti	4.0	1.9	3.1	1.3	2.4	2.3	2.0	2.3	2.6
c/fm	0.59	0.51	0.41	0.57	0.50	0.48	0.43	0.47	0.24

⁺ $\sum$ Fe als FeO

Tab.4: Fortsetzung

Nr.	10-29	10-30	10-31	10-35	10-36	10-37	10-38	10-39	10-40
Type	A	Dr	Dr	A	Dr	A	Dr	A	A
Gew.-%									
SiO ₂	47.5	52.5	51.5	40.1	49.2	43.5	51.4	42.8	52.6
TiO ₂	2.1	1.2	1.0	1.6	1.4	1.4	1.0	1.3	1.6
Al ₂ O ₃	17.8	16.4	14.9	17.0	18.0	18.7	15.5	17.6	17.4
FeO ⁺	16.5	12.4	11.5	19.6	13.7	13.7	12.7	15.6	5.8
MnO	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2
MgO	5.1	4.5	8.4	5.1	6.1	6.1	5.7	5.5	6.8
CaO	6.6	6.6	8.1	11.5	8.1	9.9	8.5	13.1	10.7
Na ₂ O	4.7	5.1	3.6	2.4	3.2	3.3	3.0	3.1	3.2
K ₂ O	0.6	0.5	0.6	1.8	0.7	0.9	0.5	0.5	0.6
P ₂ O ₅	0.3	0.4	0.4	0.7	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5
ppm									
Cr	72	65	92	63	63	69	61	100	108
Co	17	31	16	15	17	19	16	30	35
Ni	18	32	82	16	36	35	33	36	42
Sr	81	193	204	159	306	165	263	174	147
Zr	51	95	71	57	68	51	126	35	35
Niggli-Werte									
si	109	129	118	79	81	95	125	87	136
al	24.3	23.8	20.1	20.6	24.8	23.8	22.4	21.1	24.8
fm	47.9	46.0	51.2	48.3	47.8	45.0	47.4	43.5	44.0
c	16.4	17.4	19.9	24.7	20.1	23.1	22.4	28.5	22.8
alk	11.4	12.8	8.8	6.9	7.5	8.1	7.8	6.9	8.4
k	0.1	0.06	0.10	0.50	0.13	0.20	0.12	0.12	0.11
mg	0.32	0.44	0.56	0.31	0.43	0.48	0.44	0.38	0.39
ti	2.2	2.2	1.8	2.4	2.5	2.3	1.9	1.9	2.9
c/ _{fm}	0.34	0.39	0.51	0.42	0.51	0.47	0.47	0.67	0.52

⁺ Σ Fe als FeO

Tab.4: Fortsetzung

Nr.	10-41	10-42	10-43	10-44	10-45	10-46	10-47	10-48	10-49
Typ	Dr	A	A	A	Dr	A	A	Dr	A
Gew.-%									
SiO ₂	58.4	48.6	45.9	45.9	49.5	47.1	48.9	49.8	44.6
TiO ₂	0.8	0.8	0.9	0.9	1.5	1.0	0.9	1.2	1.0
Al ₂ O ₃	20.8	16.1	15.8	16.5	18.1	15.3	17.1	17.8	15.8
FeO ⁺	4.4	14.0	14.5	14.2	11.9	16.6	14.9	11.1	17.1
MnO	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.1	0.1	0.4
MgO	3.3	6.2	6.1	5.4	5.5	6.2	5.7	5.2	7.0
CaO	6.6	12.6	13.5	12.6	7.2	9.8	9.8	8.9	9.2
Na ₂ O	3.7	2.8	2.1	2.1	4.6	2.0	2.7	4.6	3.0
K ₂ O	0.8	0.4	0.5	0.5	0.7	1.2	0.4	0.9	0.9
P ₂ O ₅	0.6	0.5	0.6	0.8	0.5	0.6	0.5	0.6	0.8
ppm									
Cr	61	108	124	122	68	129	130	108	73
Co	13	34	44	45	20	54	54	17	43
Ni	53	27	34	66	64	69	32	73	78
Sr	369	210	228	177	273	143	144	250	151
Zr	168	45	46	37	90	43	36	102	29
Niggli-Werte									
si	180	103	100	101	112	107	109	102	105
al	38.0	20.1	19.6	21.3	25.6	19.7	22.6	21.8	22.6
fm	27.6	45.0	45.0	43.8	44.0	51.5	47.1	48.0	45.5
c	21.8	28.6	30.4	29.6	18.4	23.0	23.6	19.9	23.9
alk	8.4	12.6	6.3	5.0	12.0	5.8	6.7	10.3	8.0
k	0.15	0.11	0.17	0.17	0.10	0.4	0.11	0.13	0.18
mg	0.55	0.44	0.42	0.40	0.45	0.40	0.41	0.33	0.23
ti	1.9	1.2	1.4	1.6	2.7	1.7	1.5	1.9	1.9
c/fm	0.79	0.64	0.68	0.68	0.42	0.45	0.50	0.41	0.52

+ $\sum$ Fe als FeO

Der Mangangehalt ist bei beiden Gesteinen ungefähr gleich, während die Diorite einen höheren Magnesiumanteil aufweisen.

Die Amphibolite besitzen höhere Ca-Werte, sind jedoch an Alkalien ärmer als die Diorite.

Stellt man die Punkte der Amphibolite und Diorite im Konzentrationsdreieck $K_2O - CaO - Na_2O$ dar (Abb.10), so überlagern sich die Bereiche der Amphibolite und Diorite. Dennoch lassen sich gewisse Tendenzen erkennen: Die Amphibolite besetzen das Ca-reichere Feld, während die Diorite einen größeren Na-Gehalt aufweisen.

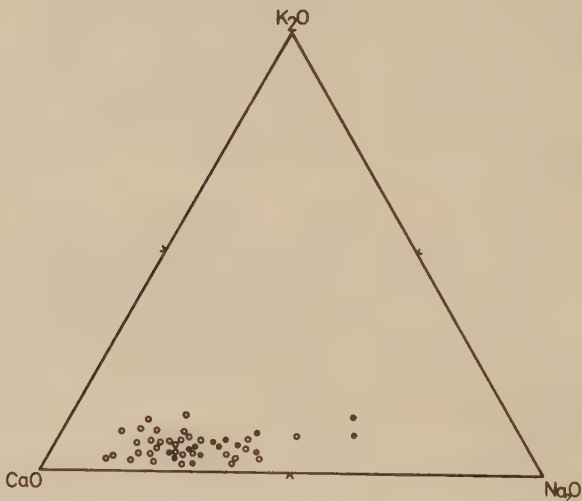


Abb.10: Konzentrationsdreieck $K_2O - CaO - Na_2O$.
Amphibolite(offene Kreise) und Diorite(geschlossene Kreise) des Bruches von Nieder-Ramstadt.
Erläuterung im Text.

Auch die Darstellung im Konzentrationsdreieck $MgO - CaO - \Sigma FeO$ (Abb.11) bringt keine neuen Gesichtspunkte. Die Amphibolite erweisen sich als Ca- und Fe-reicher, während

die Diorite durchschnittlich etwas höhere Mg-Gehalte besitzen.

Auffallend ist jedoch die Häufung der darstellenden Amphibolitpunkte in einem Bereich, den WALKER et al. (1960) als Ortho-Feld angeben. Der Bereich II in Abb.11 entspricht dem Feld paragener Amphibolite; nur wenige Proben werden von ihm umfasst.

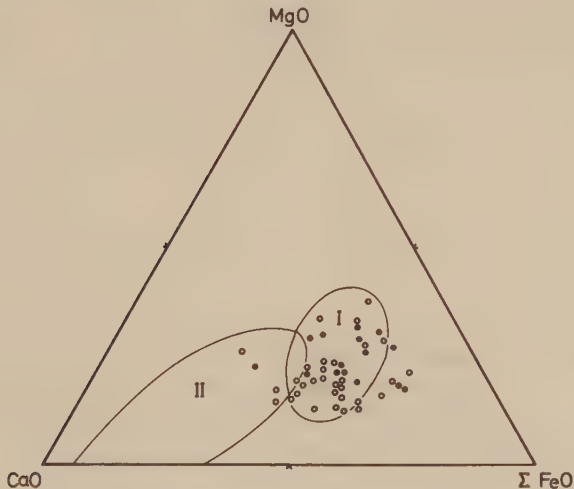


Abb.11: Konzentrationsdreieck MgO - CaO - FeO.

Amphibolite(offene Kreise) und Diorite(geschlossene Kreise) des Steinbruches von Nieder-Ramstadt.

Die darstellenden Punkte der Amphibolite häufen sich im Ortho-Feld nach WALKER et al.(1960); die Diorite belegen den gleichen Bereich.

I = Ortho-Feld; II = Para-Feld;

1.2 Niggli-Parameter.

Die Niggli-Werte bestätigen die bislang ermittelten Ergebnisse. In Übereinstimmung mit OKRUSCH & RICHTER(1969) nehmen mit steigenden si-Werten al und alk zu, bei gleichzeitiger Verringerung von fm und c.

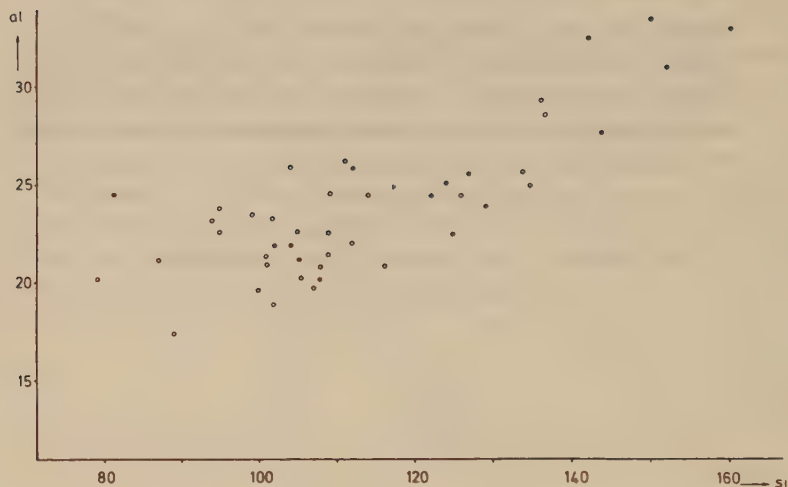


Abb.12: NIGGLI-Parameter: al-si

Amphibolite(offene Kreise) und Diorite(geschlossene Kreise) des Bruches von Nieder-Ramstadt.
Positive Korrelation.

OKRUSCH & RICHTER setzten für die Odenwälder Diorite einen si-Bereich von 80-180 ein; die hier untersuchten Diorite des Nieder-Ramstädter Bruches ergaben si-Werte von 80-160, das entspricht ungefähr dem dioritischen bis si-gabbroiden Magmentyp nach BURRI & NIGGLI(1945,1959).

Im Diagramm fm-mg (Abb.13) nehmen die Amphibolite von N.-Ramstadt den gleichen Bereich ein, den EVANS & LEAKE (1960) für irländische Ortho-Amphibolite ermittelten. Nur einige Punkte fallen außerhalb dieses Feldes. SCHUBERT(1968) zeigte in einer Zusammenstellung Thüringer Diabase und Tuffe verschiedener Gebiete, daß diese einen ähnlichen Bereich einnehmen, während Mergel einen ge-

sonderten Bereich beanspruchen und teilweise veränderte Entwicklungstendenzen aufweisen.

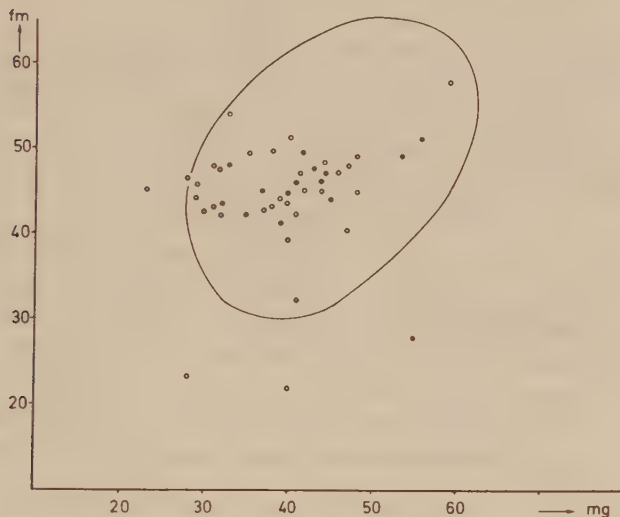


Abb.13: NIGGLI-Parameter:fm - mg

Eingetragen sind die Punkte Nieder-Ramstädter (offene Kreise) und Diorite (geschlossene Kreise), die mit wenigen Ausnahmen den Bereich der Ortho-Amphibolite nach EVANS & LEAKE (1960) einnehmen.

Das Konzentrationsdreieck 100 mg - c - (al-alk) kann nach LEAKE (1963) dazu benützt werden, die Ortho-Natur von Amphiboliten zu überprüfen.

Säumen dabei die Odenwald-Amphibolite die von den Karroo-Doleriten vorgezeichneten Kurve, kann dies als Indiz für ein orthogenes Edukt der Amphibolite gedeutet werden.

Wie aus Abb. 14 ersichtlich ist, folgen die untersuchten Gesteine in verhältnismäßig breiter Zone der Ortho-Linie.

SCHUBERT (1968) weist jedoch darauf hin, daß die Karroo-Dolerite Bildungen im kratonischen Bereich sind; deshalb

erscheint es ratsam, sie nur unter Vorbehalt mit den
Bildungen im Geosynklinalraum zu vergleichen.

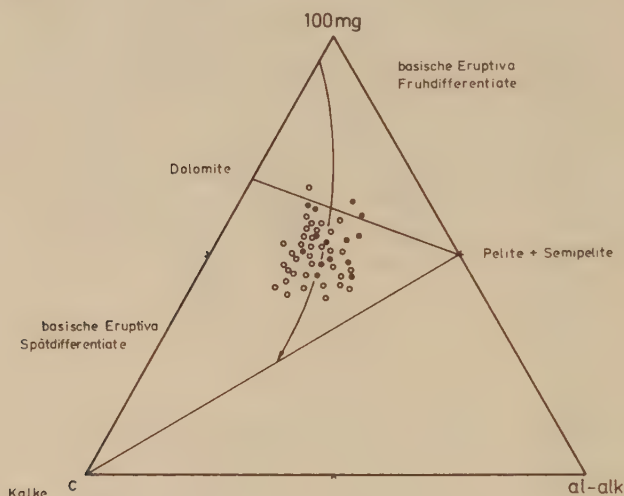


Abb. 14: NIGGLI-Parameter: $100mg - c - (al-alk)$.

Eingetragen sind die darstellenden Punkte
Nieder-Ramstädter Amphibolite (offene Kreise)
und Diorite (geschlossene Kreise).

Die Proben folgen in breiter Streuung der Ortho-
Linie nach LEAKE (1963).

2. Neben- und Spurenelemente.

2.1 Überblick

V.M. GOLDSCHMITT (1932) erkannte als erster die Eignung
der Spurenelemente als Leitelemente. Doch erst in den
letzten 20 Jahren wurde von einer größeren Anzahl von
Bearbeitern systematische Untersuchungen über Spurenele-
mente durchgeführt.

ENGEL & ENGEL (1951) stellten fest, daß sich bei der Metamorphose die Konzentration der Spurenelemente in nur ebenso geringem Maße verändert wie der Makrochemismus.

Neuere Bearbeiter: P. HAHN-WEINHEIMER (1959), K.S. HEIER (1962), B.E. LEAKE (1964), JANDA, SCHROLL & SEDLAZEK (1965) versuchen, durch Herausstellen charakteristischer Elementverteilungen und typischer Konzentrationsbereiche innerhalb der Korrelationsdiagramme eine Unterscheidung von Para- und Ortho-Amphiboliten zu treffen.

LEAKE (1964) ist der Meinung, daß nicht so sehr die Absolutwerte der Spurenelemente wichtig sind, sondern ihr Vergleich miteinander. Es ist ungemein schwierig, wenn nicht unmöglich, aus wenigen Einzelwerten richtige Schlußfolgerungen über die Genese der Gesteine zu ziehen; erst eine große Anzahl von Daten erlaubt - unter Einbeziehung anderer Erkenntnisse - eine vorsichtige Deutung.

Nach JANDA et al. (1965) sind jene Elemente für die Aufstellung von Korrelationsdiagrammen geeignet, die eine nicht zu kleine Variationsbreite ihrer Konzentrationen während der geochemischen Differentiation besitzen. Dies sind unter anderem : Cr, Co, Ni, Cu, V, Zr; wobei Cu wegen seiner leichten Mobilisation nur sehr bedingt verwendbar ist.

Korrelationen werden dabei mit den Elementpaaren vorgenommen, die geochemisch divergente Eigenschaften zeigen, wie Ni-Cr, Ni-Co, Cr-Cu, V-Cr, Ni-Zr, Cr-Zr und andere mehr.

Elemente, die eine unterschiedliche geochemische Differentiation zeigen, sind geeignet, deutliche, voneinander getrennte Konzentrationsbereiche im Diagramm aufzustellen, um Sedimente und Eruptiva hervortreten zu lassen.

So "zeigen die geochemischen Korrelationsdiagramme, daß die Stoffverteilung in den Erdkrustengesteinen eindeutig bestimmt ist, wenn man die Durchschnittsgehalte oder besser die Konzentrationsschwerpunkte statistisch einheit-

licher Massen betrachtet." (JANDA et al., 1965).

Spurenelemente mit ihren weitaus höheren Konzentrations-schwankungen gestatten, Stoffverschiebungen und -entwicklungen statistisch genauer zu verfolgen als dies mit Haupt- oder Nebenelementen möglich ist.

Spurenelementgehalte können Hinweise auf die Zugehörigkeit der Gesteine zu bestimmten Magmentypen geben. Bei Graniten beispielsweise ermöglichen Leitelemente eine gute Differenzierung in synorogene und postorogene variskische Granite (MOENKE, 1960).

Korrelationen zwischen Hauptelementen und den sie diadoch vertretenden Spurenelementen können Differentiationsvorgänge anzeigen.

Schwieriger erscheint es, die Häufigkeit der Elemente in verschiedenen Gesteinen als genetisches Aussagemittel zu benützen, da die Statistik, der Ort der Probenahme und mögliche Inhomogenitäten der Proben eine beträchtliche Rolle spielen können. Deshalb ist es ratsam, die Probenzahl generell hoch zu halten und größere Serien jeweils benachbarter Gesteine zu vergleichen.

In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, die Absolutgehalte der Neben- und Spurenelemente unmittelbar nebeneinanderliegender Metamorphite und Diorite gegeneinander abzuwägen.

Daneben sollen Korrelationsdiagramme, aber auch die Häufigkeit der Elemente in den Amphiboliten, Aufschluß geben über deren Genese: orthogen oder paragen?

Tab.5: Elementkonzentrationen in Dioriten und Amphiboliten
des nördlichen Odenwaldes.

Fundorte Nr.: 1, 3, 4-9, 11-15;

Nr.	Typ	K ₂ O %	CaO %	TiO ₂ %	Ni ppm	Sr ppm	Zr ppm
1-1	Dr	0.89	7.80	1.11	59	178	63
1-3	A	1.26	8.50	0.88	65	124	77
1-4	Dr	0.74	8.94	0.90	71	132	65
1-5	A	1.19	9.00	0.70	79	198	54
1-7	Dr	1.03	9.50	0.72	58	223	74
1-9	A	0.65	9.55	0.71	70	133	19
1-11	Dr	0.84	8.25	0.64	102	122	61
1-12	Dr	1.16	7.80	0.68	91	83	57
1-13	Dr	0.69	8.75	0.87	71	118	41
1-14	A	1.08	7.72	1.37	59	132	52
1-15	A	0.82	5.37	1.28	60	262	171
1-16	Dr	0.98	8.40	1.30	65	119	52
1-17	A	0.90	8.35	0.73	75	122	40
1-19	Dr	0.91	8.36	1.12	73	147	40
1-20	A	0.71	9.46	0.89	61	149	51
1-21	Dr	1.18	8.20	0.67	60	116	39
1-22	Dr	0.60	10.05	0.76	92	126	61
1-24	A	0.92	8.35	1.44	37	364	53
1-32	A	1.08	9.20	0.72	28	120	37
1-33	A	0.89	7.75	1.05	21	120	61
1-34	Dr	0.92	7.70	1.02	20	131	66
1-35	A	1.10	9.25	0.75	29	161	49
1-37	A	0.66	7.70	1.19	19	129	77
1-38	A	0.89	9.75	0.92	32	423	90
1-40	Dr	0.69	8.15	0.88	26	139	93
1-41	A	0.89	9.75	0.92	32	476	43
1-44	Dr	0.94	8.95	0.80	46	110	47
1-45	A	0.75	9.20	0.85	46	126	60
1-46	A	0.84	10.80	0.78	37	124	26
1-47	A	0.67	8.90	0.85	33	117	139
1-48	Dr	1.39	9.35	0.79	40	128	50

Tab.5: Fortsetzung

Nr.	Typ	K ₂ O %	CaO %	TiO ₂ %	Ni ppm	Sr ppm	Zr ppm
1-49	A	0.69	9.55	0.93	33	260	92
1-50	Dr	0.91	8.25	0.77	31	138	40
1-51	Dr	1.53	8.15	0.76	69	195	52
3-1	A	0.77	5.76	1.69	55	406	187
3-2	Dr	0.84	6.80	1.21	49	180	75
3-3	A	0.91	8.24	0.72	62	190	69
3-6	Dr	0.82	5.17	0.69	113	565	182
3-7	A	0.68	9.24	1.05	37	555	97
3-8	Dr	0.59	9.22	1.04	27	456	102
3-10	A	1.45	9.20	0.93	27	457	84
3-11	Dr	0.81	8.45	1.35	24	263	86
3-12	A	0.56	7.50	1.39	21	308	152
3-13	Dr	0.47	8.60	1.36	22	225	91
4-1	A	1.03	6.55	1.19	49	440	164
4-2	A	0.34	6.86	1.26	59	414	76
4-4	Dr	1.70	12.90	0.62	80	694	65
4-6	Dr	0.31	11.50	0.48	83	605	50
4-7	A	0.71	6.57	1.21	82	488	78
4-9	Dr	0.24	13.10	0.71	81	800	56
4-10	Dr	0.35	11.56	0.75	65	735	67
4-11	A	0.75	8.20	1.62	41	305	69
4-12	A	0.44	10.25	1.51	64	426	73
4-13	Dr	0.27	11.25	1.32	53	494	102
4-14	Dr	0.77	10.50	1.36	79	610	276
4-15	A	0.80	9.00	1.64	40	593	94
4-16	A	0.36	9.10	1.00	64	553	58
4-17	A	0.54	8.24	0.70	112	565	64
4-18	Dr	0.69	10.75	3.05	67	308	61
4-19	A	0.19	7.45	0.78	68	410	100

Tab.5: Fortsetzung

Nr.	Typ	K ₂ O %	CaO %	TiO ₂ %	Ni ppm	Sr ppm	Zr ppm
5-1	A	2.78	2.85	0.25	32	203	120
5-2	Dr	1.68	7.96	0.99	61	208	94
5-3	Dr	1.40	6.96	0.92	67	234	83
6-1	A	0.57	11.30	1.15	49	182	90
6-2	Dr	0.67	10.40	1.29	59	244	57
7-1	A	0.83	9.70	0.92	121	165	51
7-2	G	1.42	9.50	0.82	120	167	62
7-3	Dr	1.32	9.70	1.71	16	278	80
8-1	Be	0.46	9.60	0.96	78	585	84
8-2	Dr	0.53	10.50	0.60	55	850	71
9-1	Be	0.24	11.30	0.63	78	106	32
9-2	Be	0.21	11.30	0.60	68	126	31
9-3	Dr	0.20	10.60	0.72	64	131	48
11-2	G	2.38	2.30	0.97	41	142	181
11-3	A	1.37	6.40	1.27	78	292	118
11-4	G	1.62	6.25	0.99	76	220	162
11-5	A	2.32	6.90	0.78	38	133	211
12-1	A	0.87	10.10	1.31	11	187	81
12-2	A	1.02	10.05	1.36	18	170	70
12-3	Dr	1.45	8.45	1.21	21	198	72
12-4	A	1.25	8.80	1.25	20	214	104
13-1	Dr	0.97	8.60	1.15	19	194	84
14-1	A	0.32	12.24	0.60	22	159	52
15-1	A	1.38	8.60	1.53	18	203	168
15-2	Dr	1.51	8.20	1.40	20	207	282
15-3	Dr	1.15	8.65	0.78	15	198	92
15-4	Dr	1.00	8.70	1.12	16	187	63
15-5	A	0.84	10.10	1.20	14	186	48

A = Amphibolit; Be = Beerbachit; Dr = Diorit; G = Gabbro;

2.2 Kalium.

Die Kaliumgehalte differieren beträchtlich; die Diorite besitzen durchschnittlich höhere Werte als die Amphibolite. Eine Ausnahme bilden basischere Diorite bis Gabbro-Diorite, deren K-Bestand sogar unter den der Metamorphite sinken kann. Im allgemeinen schwanken die Beträge zwischen 0.2 % und 1.5 % K_2O ; dies stimmt mit den in der Literatur veröffentlichten Werten überein.

2.3 Titan.

Allgemein wird angenommen, daß Ti durchschnittlich in Eruptiva mit 0.64 % (TiO_2 1.06 %) und in Sedimenten mit 0.46 % (TiO_2 0.76 %) enthalten ist.

Die untersuchten Amphibolite haben TiO_2 -Werte von 0.5% - 1.8%, ihre Maxima liegen bei 0.9% und 1.4%. Die Diorite besitzen, bei annähernd identischem Streubereich, Maxima bei 0.7% und 1.2% TiO_2 .

Bei den im südlichen Odenwald analysierten Proben (WEBER-DIEFENBACH, 1968) lag der Durchschnittswert der Amphibolite bei 0.86% TiO_2 , der der Diorite bei 1.04%.

Umstritten, jedoch vielfach angewandt, ist die Methode nach LAPADU-HARGUES (1959), der den TiO_2 -Gehalt der Analysen benützt, um eine Trennung ortho- und paragener Amphibolite zu vollziehen. Für Amphibolite des französischen Zentrallmassivs stellte er einen kritischen Wert von 0.8 Gew.-% TiO_2 auf. Gehalte über 0.8% gelten als Ortho-Material, liegen die Konzentrationen darunter, bezeichnet er die Gesteine als paragen.

Seine Daten wurden von den Ergebnissen anderer Autoren gestützt: So erhielten WALKER & POLDERVAART (1949) aus Analysen der Karroo-Dolerite meist über 0.8% TiO_2 . Ebenso weisen die gestreiften Amphibolite Connemaras/Irland im allgemeinen über 0.8% auf; EVANS & LEAKE (1960) schließen deshalb auf orthogenes Edukt.

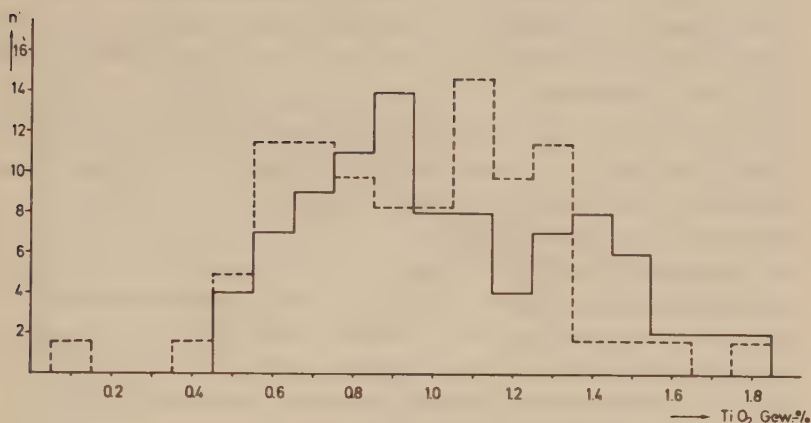


Abb. 15: TiO₂ - Histogramm

Amphibolite (ausgezogene Linie, 100 Proben)
und Diorite (gestrichelte Linie, 61 Proben)
des nördlichen Odenwaldes. Normiert auf 100.

Erläuterung im Text.

NIGGLI (1952) analysierte Kalkdolomitmergel, Mergel und Dolomitmergel; Gesteine also, die als Ausgangsmaterial für paragene Amphibolite infrage kommen, und erhielt einen Mittelwert von 0,57% TiO₂.

ENGEL & ENGEL (1951) untersuchten wahrscheinlich orthogene Amphibolite aus den Adirondock Mountains im Staate New York. Alle 16 Analysen lagen über 0,8%.

Auch 20 Analysen der Ortho-Amphibolite des Jaragua Area, Sao Paulo/ Brasilien, die GOMES et al. (1964) veröffentlichten, besitzen einen Durchschnittswert von 1,39% TiO₂; nur eine liegt unter 0,8%.

In letzter Zeit untersuchte LANGE (1965) Ultrabasite des sächsischen Erzgebirges, die er genetisch zu Metamorphiten von Oliviningabbros oder Diabasen stellt; 18 seiner 23 Analysen weisen TiO₂ - Gehalte über 0,8% auf. Er weist jedoch darauf hin, daß auch in Metabasiten die Titangehalte

stark schwanken können. So ergaben Ortho-Metabasite im Böhmischem Mittelgebirge 0.69% TiO_2 und von Ortho-Amphiboliten des Erzgebirges wurden Werte von 0.3% - 2.1% TiO_2 ermittelt.

Die meisten der hier untersuchten Amphibolite weisen einen TiO_2 -Wert auf, der über 0.8% liegt (Abb. 15), doch befinden sich viele noch im Grenzbereich, der keine eindeutige Aussage zuläßt.

Da basische Metamorphite eine breite Streuung ihrer TiO_2 -Gehalte besitzen können, darf der LAPADU-HARGUES-Grenzwert nur in Verbindung mit anderen Kriterien zur Klärung der Amphibolitgenese herangezogen werden.

Bessere Ergebnisse zeitigten Korrelationen des Titans mit anderen Elementen (Abb. 16, 18).

2.4 Chrom.

Cr ist in basischen und ultrabasischen Gesteinen angereichert. Die Chromgehalte der Proben aus dem Nieder-Ramstädter Bruch differieren zwischen 50 und 150 ppm, mit einem Schwerpunkt um 80 ppm.

Amphibolite und Diorite zeigen ungefähr gleiche Werte. Die von OKRUSCH & RICHTER (1969) semiquantitativ ermittelten Cr-Gehalten von Dioriten des mittleren Odenwaldes liegen mit 100-200 ppm höher.

Amphibolite und Diorite des südlichen Odenwaldes weisen zwischen 77 und 129 ppm Cr auf (WEBER-DIEFENBACH, 1968).

FRÖHLICH (1960) gibt die Durchschnittsgehalte des Chrom in verschiedenen Gesteinen an. So enthalten Diorite 68 ppm, Gabbros 340 ppm Cr. Weiterhin kann man die Chromkonzentration zur Ortho-Para-Trennung verwenden: Über 150 ppm bedeuten Orthogestein, weniger als 20 ppm Paragestein (nach FRÖHLICH, 1960). Die dazwischenliegenden Werte lassen keinen eindeutigen Schluß zu.

TUREKIAN & CARR (1960) geben für Diorite Chrom-Durchschnittswerte von 150 ppm an.

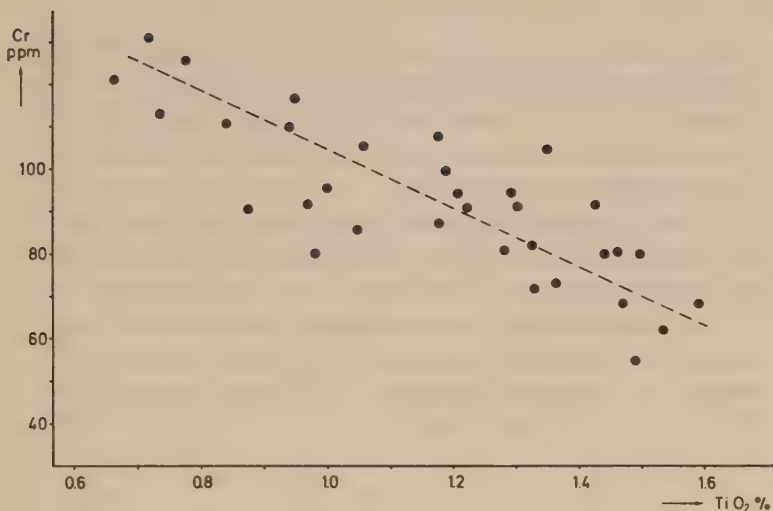


Abb. 16 Variationsdiagramm Cr - TiO₂

Amphibolite des Bruches von N.-Ramstadt.
Korrelation negativ. Korrelationskoeffizient
rechnerisch ermittelt. (s. Analysenmethodik).

MILOVSKY (1964) ermittelte für Ortho-Amphibolite Cr-Werte zwischen 140 und 660 ppm, während Para-Amphibolite eine Variationsbreite von 7-130 ppm Cr aufweisen. Aus all diesen Daten wird ersichtlich, daß die Absolutgehalte nur geringe genetische Aussagekraft besitzen und nicht für sich allein betrachtet werden dürfen.

Wichtiger für die Unterscheidung von Ortho- und Para-Amphiboliten ist dagegen z.B. die Korrelation des Cr mit TiO₂ (Abb. 16). Verläuft diese negativ, so ist das ein Zeichen für basische Eruptiva.

2.5 Nickel.

Ni ist angereichert in Ultrabasiten, es wird schon früh fast vollständig aus der Schmelze ausgeschieden.

In Spuren ist es in Pyroxenen (30 ppm) und Amphibolen enthalten, sowie in verschiedenen Erzmineralien(Pyrit: 30 ppm, Zinkblende: 10 ppm).

Diorite besitzen durchschnittlich Ni-Gehalte unter 100 ppm, VINOGRADOV(1962) nennt sogar einen Durchschnittswert von 55 ppm.

Die hier analysierten Diorite zeigen ihr Ni-Maximum bei 70 ppm; die Odenwälder Amphibolite besitzen geringere Gehalte: ihr Maximum liegt bei 35 ppm. Der Streubereich reicht von 10-150 ppm (Abb.17).

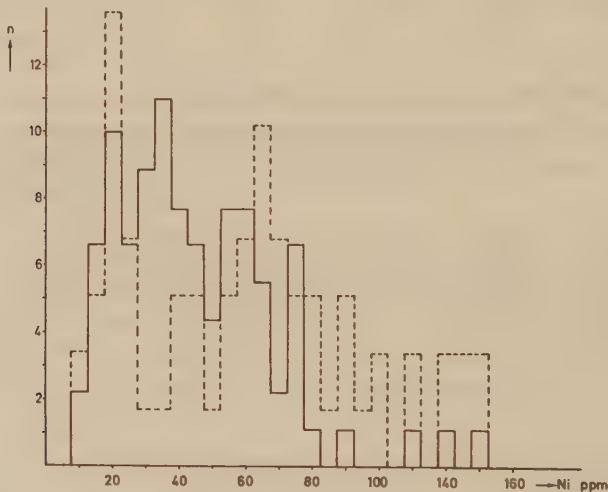


Abb.17: Ni-Histogramm

Amphibolite(ausgezogene Linie, 90 Proben) und Diorite(gestrichelte Linie, 59 Proben) des nördlichen Odenwaldes. Normiert auf 100. Erläuterung im Text.

Die von OKRUSCH & RICHTER (1969) ermittelten Ni-Werte von Dioriten des mittleren Bergsträsser Odenwaldes

weisen Durchschnittsgehalte um 20 ppm auf.

SCHUBERT(1968) erhielt für Amphibolite Ni-Gehalte von 2-60 ppm, während eigene Messungen (1968) im südlichen Odenwald 30-100 ppm ergaben.

Im Variationsdiagramm Ni-TiO₂ (Abb.18) der Amphibolite häufen sich die Punkte auf engem Feld. Die negative Korrelation ist nicht sehr scharf ausgeprägt, doch sprechen die deutlich negative Entwicklungstendenz und die Punktehäufung für orthogenes Ausgangsmaterial.

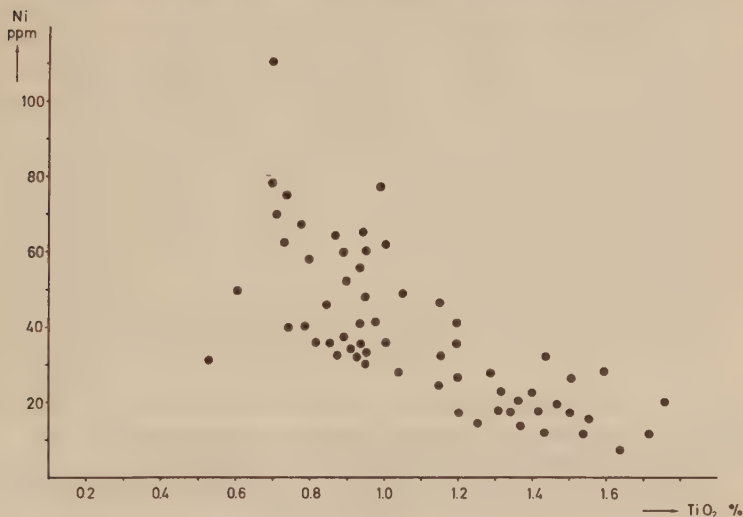


Abb.18: Variationsdiagramm Ni-TiO₂

Eingetragen sind die darstellenden Punkte von Amphiboliten des nördlichen Odenwaldes. Unscharfe negative Korrelation (eventuell 2 verschiedene Tendenzen, die sich überlagern).

Nach LEAKE(1964) sind Ni-Gehalte von >200 ppm eine sichere Aussage für Orthogestein. LANGE(1965) setzt dafür die Summe von Ni und Cr > 250 ppm ein. Ist der Ni und Cr-Betrag geringer, kann es sich sowohl um Para- als auch um Ortho-Amphibolite handeln.

Da die Absolutwerte der Odenwälder Amphibolite keine eindeutige genetische Folgerung zulassen, muß die Korrelation der beiden Elemente herangezogen werden: Positive Korrelation = orthogen, negative Korrelation = paragen.

Abb. 19 zeigt eine eindeutig positive Tendenz.

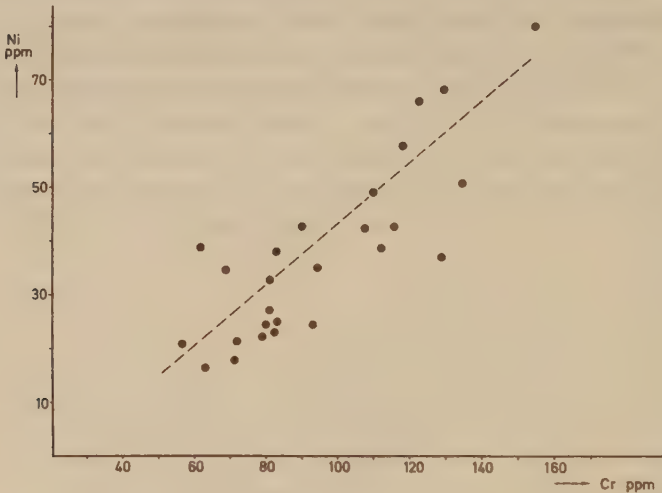


Abb. 19: Variationsdiagramm Ni-Cr
Eingetragen sind Amphibolite des Bruches von N.-Ramstadt.
Positive Korrelation. Der Korrelationskoeffizient wurde rechnerisch ermittelt.

2.6 Kobalt.

Das Element Co wird schon früh beinahe vollständig aus dem Magma ausgeschieden. Zusammen mit Ni, Ti und V. Es ist an die Mafite gebunden und hauptsächlich im Biotit enthalten.

Nach TUREKIAN & CARR (1960) weisen Granite 1-6 ppm, Diorite und Gabbros 40 ppm, Basalte 50 ppm und Tonmergel 20 ppm auf.

Die analysierten Proben besitzen Werte zwischen 7 und

50 ppm Co. Die Diorite haben geringere Co-Gehalte als die Amphibolite. Die wechselnden Co-Gehalte erschweren die genetische Zuordnung der Amphibolite; allerdings spricht die positive Korrelation von Cr mit Co eher für ein orthogenes Edukt (Abb. 20).

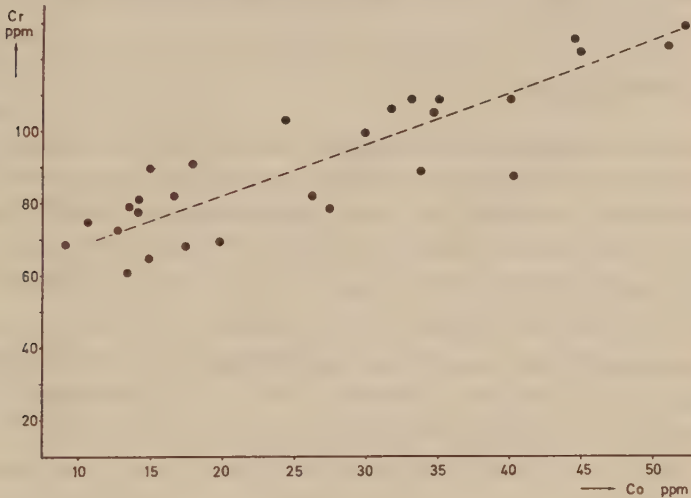


Abb. 20: Variationsdiagramm Cr-Co

Eingetragen sind die darstellenden Punkte Nieder-Ramstädter Amphibolite. Korrelation ist positiv. Der Koeffizient wurde rechnerisch ermittelt.

2.7 Strontium.

Sr ist Begleiter und Vertreter vor allem von Ca, daneben jedoch auch von K, Ba und Pb.

NOLL (1933) gibt als Durchschnittswert für Diorite 300 ppm Sr an, während HURLEY (1968) den beträchtlich höheren Gehalt von 975 ppm ermittelte. Auch VINOGRADOV (1962) weist den Dioriten mit 800 ppm einen hohen Sr-Wert zu. TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) berechnen für Basalte und Gabbros 465 ppm Sr als Mittelwert. OKRUSCH & RICHTER (1969) ermittelten für Odenwälder Diorite 300-500 ppm Sr. Diorite und Amphibolite des südlichen Odenwaldes streuen von 170-1350 ppm, bei durchschnittlichen Sr-Gehalten von 400 ppm (WEBER-

Diefenbach, 1968).

Die in dieser Arbeit analysierten Amphibolite zeigen geringere Sr-Gehalte als die Diorite. Der Durchschnittswert in Amphiboliten liegt um 150 ppm (ausgenommen Stbr. Nieder-Beerbach S, wo Sr-Konzentrationen um 600 ppm erreicht werden). Der Durchschnitt der Diorite liegt bei 250-300 ppm Sr.

2.8 Zirkonium.

Zr wird besonders in sauren und intermediären Alkaligesteinen angereichert. Es kommt vor allem im Mineral Zirkon vor, daneben aber auch in Pyroxenen und Amphibolen, im Olivin, Apatit, Titanit und Plagioklas.

DEGENHARD(1957) gibt für Diorite Durchschnittsgehalte von 125 ppm an, Gabbros haben 110 ppm.

VINOGRADOV(1962) weist Dioriten 260 ppm und Gabbros 100 ppm Zr zu. TUREKIAN & WEDEPOHL(1961) ermittelten für Basalte und Gabbros Durchschnittsgehalte von 140 ppm Zr.

JANDA et al.(1965) geben für Ortho-Amphibolite Zr-Werte bis 100 ppm an. Sie betonen jedoch, daß Alkalibasalte bis >500 ppm enthalten und auch Sedimente hohe Zr-Gehalte aufweisen können, da dieses Element durch die schwer verwitternden Zirkone relativ angereichert werden kann.

Die Untersuchungen ergaben für die Diorite Zr-Werte von 60 - 220 ppm, während die Amphibolite einen Bereich von 30-170 ppm einnehmen.

Im Durchschnitt liegen die Zr-Gehalte der Diorite höher als die der Amphibolite. Ebenso lassen Vergleiche unmittelbar nebeneinander liegender Diorite und Amphibolite erkennen, daß keine Konstanz der Strontium-Werte vorliegt.

3. Zusammenfassung der geochemischen Ergebnisse.

Sowohl die Auswertung des Hauptchemismus als auch die genauere Betrachtung der Neben- und Spurenelemente zeigen, daß sich zwar Amphibolite und Diorite in ihrem Chemismus durchaus ähneln; dennoch wurde in keinem Fall der untersuchten Proben Identität im Chemismus gefunden.

Eine Stoffkonstanz der beiden Gesteinstypen, notwendige Voraussetzung für eine in situ-Dioritisation der Amphibolite, ist nicht gegeben.

Die Gehalte der Haupt- und Nebenelemente als auch die Spurenelementwerte unterscheiden sich meist deutlich und in charakteristischer Weise.

Die chemischen Daten der Diorite stimmen überwiegend mit den aus der Literatur bekannten Werten überein.

Die NIGGLI-Parameter weisen die untersuchten Diorite dem dioritischen bis si-gabbroiden Magmentyp nach BURRI & NIGGLI(1945) zu.

Darstellungen in Dreieckdiagrammen, Korrelationen und Absolutwerte der Neben- und Spurenelemente lassen, in Übereinstimmung mit SCHUBERT(1968), auf ein orthogenes Edukt der Amphibolite schließen.

Die Möglichkeit eines tuffitischen, gemischt paragen-orthogenen Anteils zu den wohl infrage kommenden Tuffen und Diabasen, ist nicht auszuschließen, da nicht alle Hinweise ausschließlich für Ortho-Material sprechen. Mehrdeutige Absolutgehalte der Elemente, unscharfe Korrelationen und überlappende Felder könnten Hinweise auf paragene Ausgangsgesteine sein.

Es zeigt sich, daß die Geochemie zwar wichtige Beiträge zur Lösung petrologischer Probleme übermitteln kann, jedoch für sich allein nicht dazu in der Lage ist, diese zu klären.

V Untersuchungen der Phasengrenzbereiche von Plagioklas und Hornblende.

1. Einleitung.

Die Diorite des Odenwaldes können nach dem heutigen Stand der Erkenntnisse folgendermaßen gebildet worden sein, durch:

1. Intrusion eines palingenen Magmas;
2. + partielle Anatexis, in situ;
3. Umkristallisation und Blastese, wobei ein liquider Stoffanteil und auch Gasphasen eine Rolle spielen können.

Gesetzt den Fall, eine Dioritbildung aus Amphibolit über eine Umkristallisation und Blastese der Mineralien erwiese sich als richtig, so sollten sich wenigstens einige der folgenden Phänomene beobachten lassen:

1. Gefügerelikte des Diorit-Ausgangsgesteins könnten eventuell trotz der weitgehend magmatischen Gefügeausbildung der untersuchten Diorite zu beobachten sein: ophitische Strukturrelikte bei Diabasamphiboliten; alte noch nicht völlig ausgelöschte Lineamente bei schiefrigen Gesteinen; Relikte ehemaliger Retikular- bzw. Pflastergefüge. Allerdings ließe sich dies wohl durch die allgemeine metamorphe Überprägung der Diorite nicht immer mit Sicherheit feststellen.
2. Möglicherweise könnten die in amphibolitischen Hornblenden beobachteten diopsidischen Kerne auch nach einer zweiten Gesteinsumwandlung noch erhalten sein.
3. Durch eine Umkristallisation und Blastese der Amphibolite würden diese dichten bis feinkörnigen Gesteine eine Kornvergrößerung erleiden. Der heute im Odenwald angeschnittene Gesteinsverband von eng vergesellschafteten Amphiboliten und Dioriten sollte bei einer + in situ-Dioritisation eine allmähliche Kornvergrößerung

der Amphibolite in Richtung der Diorite beobachten lassen. Bei einer Intrusion transformistisch gebildeter Diorite besteht allerdings diese Vergleichsmöglichkeit nicht und der Problemkreis würde somit noch erweitert.

4. Umkristallisation mit $\pm$ liquiden Stoffanteil könnte bedeuten, daß bei einer in-situ-Dioritisation in den als Ausgangsgesteinen verbliebenen Amphiboliten leukosome Partien den Beginn einer partiellen Anatexis aufzeigen.
5. Eine Kornvergrößerung und Gefügeänderung der Amphibolite setzt voraus, daß sich die Mineralphasen in einem nur metastabilen bis möglicherweise instabilen Gleichgewicht befanden und danach trachteten, einen stabileren, hier: dioritischen Zustand zu erreichen.
6. Eine Umkristallisation wäre gleichbedeutend mit verstärkten chemischen Reaktionen der Phasengrenzbe-
reiche der beteiligten Mineralien. In den Phasengrenz-
räumen der durch Blastese gewachsenen Körner könnten
möglicherweise fixierte Reaktionsabläufe sichtbar
werden.

Es ergeben sich noch eine ganze Reihe weiterer Möglichkeiten der Fragestellungen und Hypothesen. Doch die einzig sinnvolle Möglichkeit, die Frage der Dioritbildung über eine Umkristallisation und Blastese zu klären, scheint die Untersuchung der Phasengrenzräume zu sein. Im Odenwald boten sich dafür die Mineralien Plagioklas und Hornblende als Hauptgemengteile der beiden Gesteinstypen an.

Die Kenntnis der chemischen Verhältnisse und Stoffentwicklungen im äußersten Saum eines Kristalls ist von prinzipieller Bedeutung, da hierin der Schlüssel für das Verständnis einer Reihe wichtiger Reaktionen liegt. Da über die Reaktionen der Elemente in den Grenzbereichen der verschiedenen Mineralphasen zueinander noch zu wenig

bekannt ist, hatte ein großer Teil der durchgeführten Messungen das Ziel, Daten über den Chemismus in diesen Bereichen zu sammeln. Von der Kenntnis des Stoffbestandes ausgehend, sollten etwaige Stoffentwicklungen und Reaktionsabläufe verfolgt werden, besonders im Hinblick auf eventuell mögliche charakteristische Spuren, die die Umkristallisation in ehemaligen Amphiboliten zurückgelassen haben könnte.

Einwandfreie Messungen nahe der Phasengrenzflächen sind mit größeren technischen und methodischen Schwierigkeiten verbunden, die im folgenden Abschnitt erläutert werden.

2. Untersuchungsmethodik.

Um ein möglichst genaues Bild der chemischen Verhältnisse an den Phasengrenzen zweier Minerale zu erhalten, ist es notwendig, die Phasengrenzlinie exakt festzulegen. Dies gelingt auf der Oberfläche des Präparates mit Hilfe der Mikrosonden-Lichtoptik recht gut. Da jedoch bei der Untersuchung mit dem EMA die Eindringtiefe des fein fokussierten Elektronenstrahles einige μm beträgt, (je nach Anregungsspannung und Ordnungszahl der Elemente), erhält man auch Informationen aus Bereichen dieser Tiefe, wie Abb. 21 erläutert.

Dieser Vorgang hat zur Folge, daß die Aufmerksamkeit weniger auf die sichtbare Phasengrenzlinie an der Oberfläche des Präparates zu richten ist, sondern die Notwendigkeit besteht, die Phasengrenzfläche der beiden Mineralien zu erfassen. Dies kann nur indirekt geschehen: über die Aussagen der emittierten Röntgenstrahlung der verschiedenen Elemente des Präparates.

Abb. 22 zeigt einige der Möglichkeiten, die sich beim Herantasten an die Phasengrenzfläche ergeben. Es ist gewiß möglich, exakte Messungen hart an der Grenzfläche durchzuführen, doch scheint es ratsam, einen Sicherheitsab-

stand von $10\text{ }\mu\text{m}$ vom jeweils ermittelten Grenzpunkt zu halten, obwohl es reizvoll wäre, die Stoffentwicklung im äußersten Saum eines Kristalls zu beobachten.

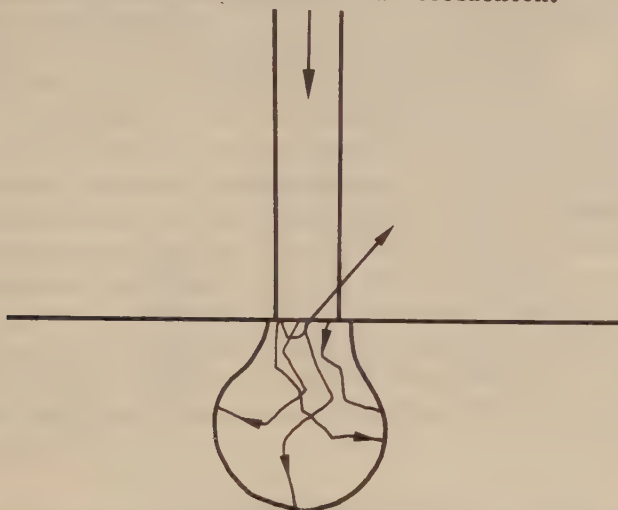


Abb. 21: Skizze über Eindringtiefe und Anregungsbereich des Elektronenstrahls bei der Mikrosonde.

Durchmesser des Strahles $\sim 1\text{ }\mu\text{m}$; die Eindringtiefe des Strahles ist abhängig von der Ordnungszahl der Elemente und der Beschleunigungsspannung.

Im einzelnen wurde bei der Einstellung der Phasengrenzflächen folgendermaßen vorgegangen: Einstellen des Okularfadenkreuzes auf die Phasengrenzlinie der Präparatoberfläche, dann erfolgt das Ausklappen des optischen Systems; durch diesen mechanisch bewirkten Vorgang des Ausklappens kann eventuell die Übereinstimmung des Elektronenstrahls mit dem Fadenkreuz des Okulars um einige μm gestört werden. Aus diesem und den oben genannten Gründen ist es notwendig, mit einem chemischen Leitelement die Lage der Grenzfläche genau festzustellen, da bei der zur Verfügung gestellten Mikrosonde der Elektronenstrahl nicht ausreichend gut simultan beobachtet werden konnte.

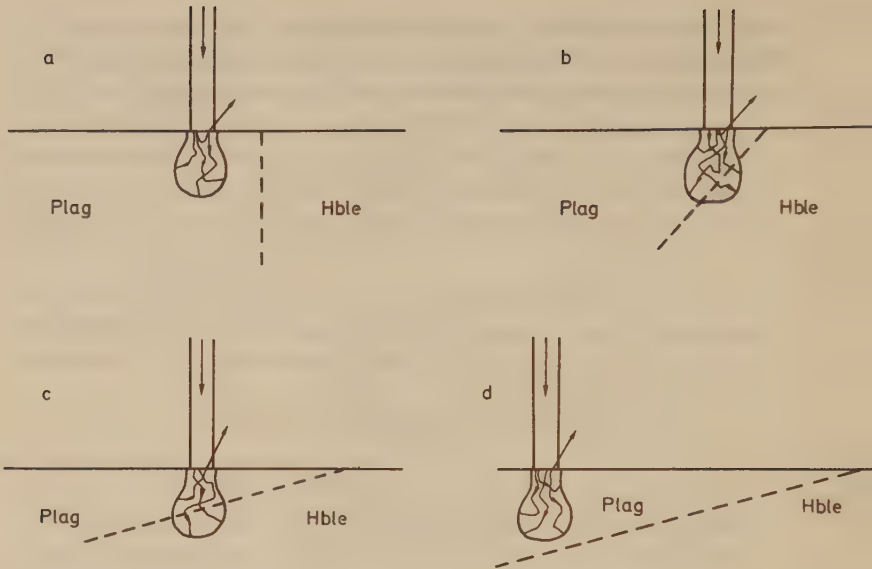


Abb.22: Verschiedene Möglichkeiten der Lage von Phasengrenzflächen.

- a) Bei $\perp$ senkrecht zur Oberfläche verlaufender Grenzfläche kann der Elektronenstrahl nahe an die Oberflächengrenzlinie herangeführt werden.
- b) Verläuft die Phasengrenzfläche schräg zur Oberfläche, werden bei gleicher Einstellung wie in Skizze a auch Informationen der benachbarten Phase verwertet.
- c) Keilen die Mineralkörner flach aus, genügt auch ein verhältnismäßig großer Abstand zur Phasengrenzlinie an der Oberfläche nicht.
- d) Nur durch chemische Leitelemente können in diesen Fällen die Lage der Phasengrenzflächen ermittelt werden.

Im System Plagioklas - Hornblende boten sich hierfür die Elemente Fe oder Mg an, da sie in der Hornblende jeweils mit einigen Prozenten, im Plagioklas dagegen höchstens in Spuren enthalten sind.

Die Grenzfläche läßt sich durch die hohe Intensitätszu-

nahme selbst dann exakt feststellen, wenn die Mineralien flach auskeilen sollten.

Dieses Verfahren erscheint trotz der zeitraubenden Einstellungszusatzur am ehesten geeignet, die genaue Festlegung der Phasengrenzfläche zu gewährleisten.

Zur Untersuchung wurden nur solche Mineralkörner gewählt, die weder deutliche Zersetzungserscheinungen noch Sekundärreaktionen zeigten. Untersuchungen an stärker serizitisierten Plagioklasen hatten ergeben, daß, bedingt durch den geringen Durchmesser des Elektronenstrahles, einzelne kleinräumige Inhomogenitäten zu stark bewertet wurden und dadurch zu größeren Ergebnisverfälschungen führten. Analysiert wurden meist Plagioklas- und Hornblendekörner, deren optisch beobachtbare Oberflächengrenzlinie $\pm$ parallel zu den Plagioklaszwillinglamellen lag, wie es Abb.23 verdeutlicht.

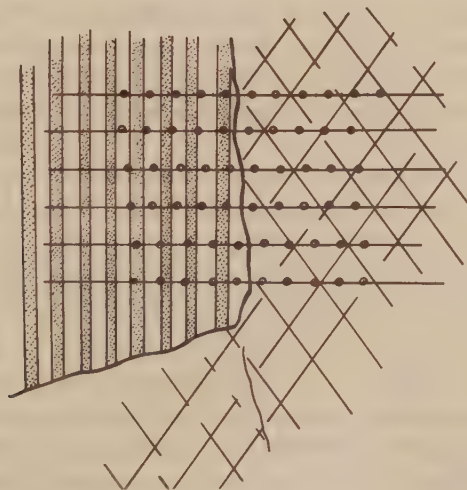


Abb.23: Skizze eines Plagioklas - Hornblende-Grenzreiches.

Die Profillinien liegen $\pm$ senkrecht zur Phasengrenzlinie und den Zwillingslamellen des Plagioklaskornes.

Abstand der Meßpunkte: 10 μm

Abstand der Meßlinien: 20 - 150 μm

Diese Methode besitzt den Vorteil, einerseits Aussagen über die chemischen Verhältnisse im Grenzraum zu erhalten, andererseits, bei gleicher Versuchseinstellung, ein langgezogenes Querprofil über den gesamten Mineralbereich durchführen zu können und somit die Stoffentwicklung und den Aufbau des Gesamtkristalls kennenzulernen.

Die Meßlinien wurden jeweils innerhalb eines schmalen Grenzbereiches von beiderseits etwa 50-70 μm angelegt; der Punktabstand der Messungen betrug durchschnittlich 10 μm , während der Meßlinienabstand, je nach den Gegebenheiten der untersuchten Phasengrenzbereiche, von 20 - 150 μm variierte.

Gemessen wurden die Elemente Ca, Na, K, Al, Si; demnach all diejenigen, die vorwiegend zum Aufbau der Plagioklasse benötigt werden. Es erwies sich als günstig, das Hauptgewicht der Untersuchungen auf die Bestimmung von Ca zu legen, da es die besten Ergebnisse liefert.

Parallel dazu wurden in jedem Fall Na bzw. Al mitanalysiert, und für jedes Plagioklas-Korn einige Vollanalysen angefertigt.

Im Hornblendegebiet wurden die gleichen Elementpaare gemessen, um eine etwaige Stoffentwicklung bzw. -konstanz aufzeigen zu können. Daneben wurde Wert auf eine möglichst vollständige Erfassung des gesamten Hornblende-Chemismus gelegt und somit an mehreren Punkten die Elemente Ca, Na, K, Mg, Fe, Ti, Al, Mn und Si bestimmt.

Insgesamt wurden an 22 Dünnschliffen des Steinbruches von Nieder-Ramstadt über 10 000 Einzelmessungen mit der Mikrosonde durchgeführt, davon fielen ca. 70 % auf die Untersuchung der Phasengrenzbereiche von Plagioklas zur Hornblende.

3. Untersuchungsergebnisse.

Um die verschiedenen Entwicklungen vergleichen zu können, wurde meist Ca als Leitelement herangezogen und vor

allem zur graphischen Darstellung der Ergebnisse verwandt, da es sowohl im Plagioklas als auch in den untersuchten Hornblenden als Hauptbestandteil auftritt.

Auffallend ist die große Inhomogenität der Plagioklase, wie aus beinahe allen Messungen im Phasengrenzbereich und vielen Querprofilen über die gesamte Breite der Kristalle ersichtlich wurde. Allerdings treffen sich die verschiedenen, zum Teil stark differierenden Werte der einzelnen Profillinien zur Phasengrenze hin in einem verhältnismäßig engem Bereich (Abb.24).

Ein ähnliches Erscheinungsbild zeigen viele Hornblenden. Gemeinsam ist beiden die parallele Entwicklung der grenznahen Bereiche. Außerdem zeigt sich eine Angleichung im Chemismus innerhalb von 10-20 μm beiderseits der Phasengrenze.

Angleichungsreaktionen machen sich besonders dann bemerkbar, wenn Plagioklas und Hornblende z.B. im Calcium-Chemismus stark differieren.

Immer wenn ein Hornblendekristall einen wesentlich höheren Ca-Gehalt aufweist als die benachbarte Phase Plagioklas, steigt der Ca-Wert im Plagioklasgrenzbereich zur Hornblende hin stark an, während sich in der Hornblende im äußersten Saum der Ca-Gehalt verringert (Abb.25).

Doch auch bei Kristallpaaren, deren Calciumoxidgehalt ungefähr übereinstimmen (Abb.26), wird ersichtlich, daß im Verhältnis zu anderen Plagioklas/Hornblendebereichen eine wesentlich bessere Homogenität zu verzeichnen ist und sich außerdem eine Stoffentwicklung vollzieht: Der Plagioklas wird zur Grenze hin basischer, die Hornblende gibt Calcium ab. Daß dies auf Zufall beruht, kann mit einiger Sicherheit ausgeschlossen werden: alle fünf Profile, die in Abständen von 30-50 μm parallel zueinander gelegt wurden, zeigen die gleiche Tendenz.

S 10-19
PS 23

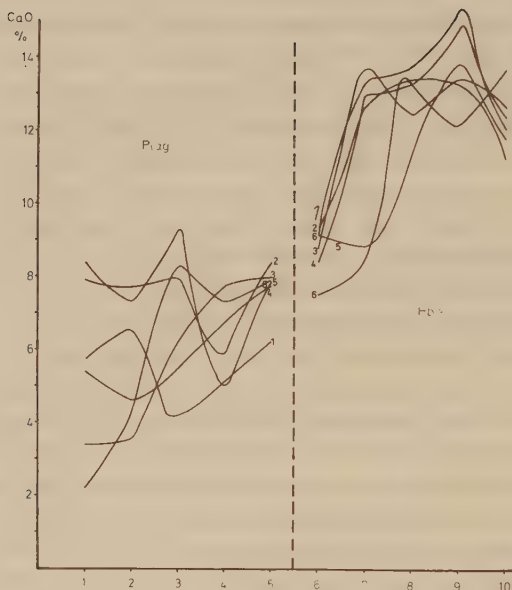


Abb.24: Phasengrenzbereich Plagioklas/Hornblende.

Stbr.N.-Ramstadt; Amphibolit; Schliff Nr.10-19/23

Ordinate: CaO-Gehalt

Abszisse: Punkte 1-5: Plagioklasbereich

Punkte 6-10: Hornblendebereich

Abstand der Meßpunkte: 10 μm ; die ausgezogenen Linien stellen die Verbindungslinien der Meßpunkte eines Profils dar. Der Abstand der jeweils letzten Meßpunkte vor der Phasengrenzlinie beträgt mindestens 10 μm .

Die senkrechte, gestrichelte Linie stellt die angenommene Phasengrenzlinie dar.

Erläuterung im Text.

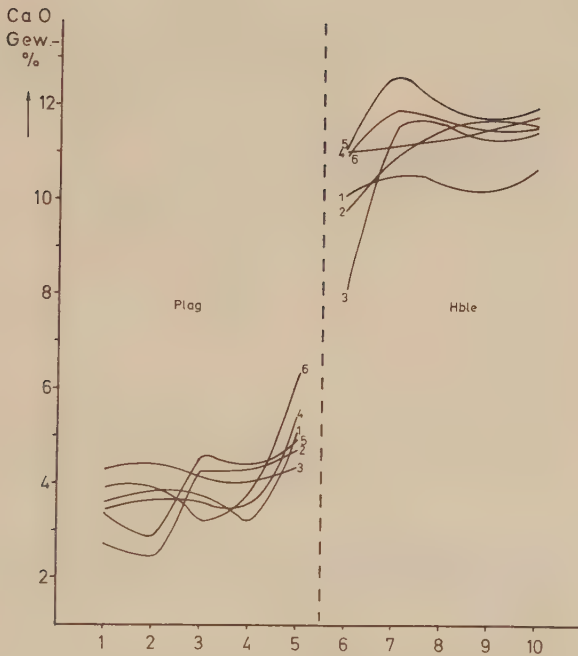


Abb.25: Phasengrenzbereich Plagioklas/Hornblende
 Stbr. N.-Ramstadt; Diorit; Schliff Nr.10-24/15
 Zeichen wie in Abb.24
 Erläuterung im Text.

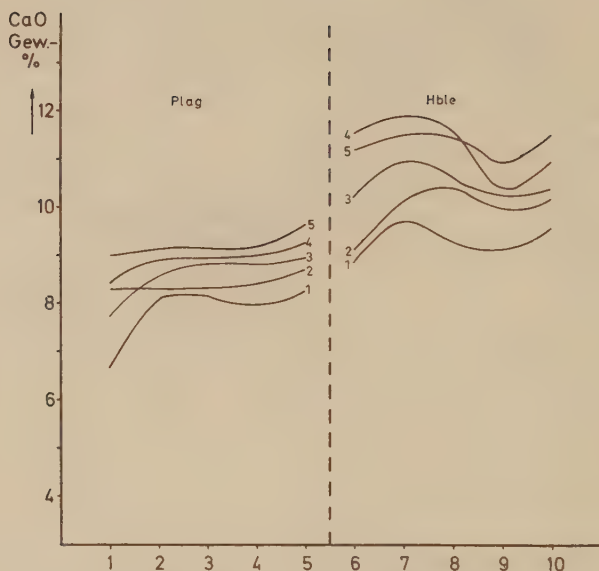


Abb.26: Phasengrenzbereich Plagioklas/Hornblende.
Stbr. N.-Ramstadt; Amphibolit; Schliff Nr.10-12/15,13
Zeichen wie in Abb.24,
Erläuterung im Text.

Auch aus Abb.27 ist ersichtlich, daß die beteiligten Mineralphasen bemüht sind, ihren Chemismus im äußersten Saum ihrer Körner anzugleichen.

In einem Bereich von ca. 20 µm beiderseits der Phasengrenzfläche ergibt sich eine gute Homogenisierung, die jedoch rasch, wie die Messungen zeigen, einer verhältnismäßig starken Inhomogenität weichen.

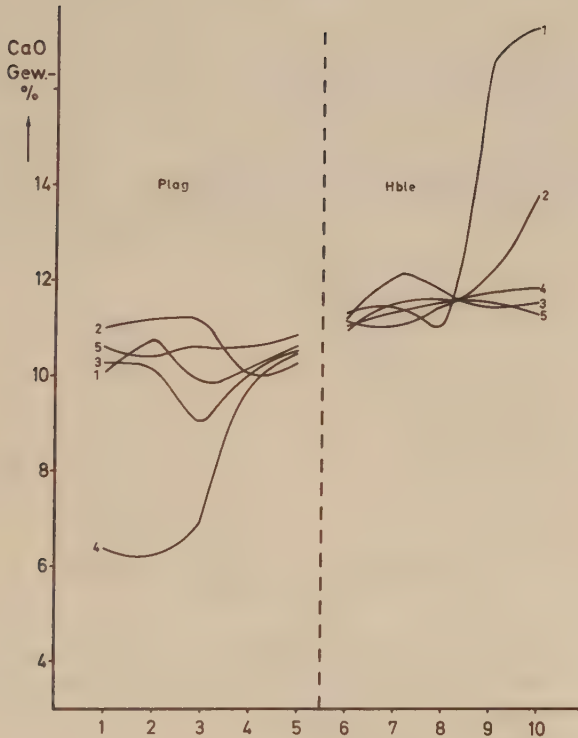


Abb.27: Phasengrenzbereich Plagioklas/Hornblende.
Stbr. N.-Ramstadt; Amphibolit; Schliff Nr.10-37/10
Zeichen wie in Abb.24
Erläuterung im Text.

Aus Abb.28 wird ersichtlich, daß es möglich ist, bei günstigen Versuchsbedingungen die Profillinien gut im benachbarten Kristall zu verfolgen.
Die Zusammengehörigkeit der einzelnen Profile scheint offensichtlich, die Stoffentwicklung gleichsinnig: Plagio-

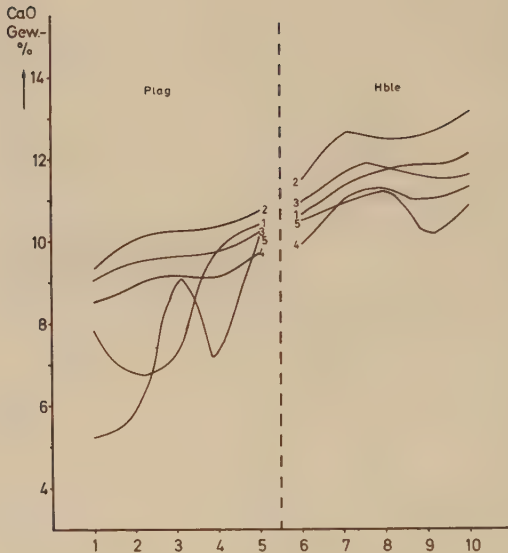


Abb.28: Phasengrenzbereich Plagioklas/Hornblende.
Stbr.N.-Ramstadt; Amphibolit; Schliff Nr.10-37/12
Zeichen wie in Abb.24
Erläuterung im Text

klas und Hornblende versuchen, ihren Chemismus aneinander anzugleichen.

Wie weit diese Reaktionsabläufe das Kristallinnere erreichen und somit Voraussetzung weiterer Schritte sind, soll weiter unten erläutert werden.

Bei günstigen Analysenbedingungen gelingt es, Stoffentwicklungen über die Phasengrenze hinaus zu verfolgen. Abb.29 zeigt neben der Darstellung eines relativ inhomogenen Plagioklaskristalls, einen Anstieg des Calciums

im Saum, während die Hornblende die zu erwartende Ca-Ver-minderung aufweist.

Interessant ist jedoch, daß sich die einzelnen Profil-linien nicht nur in die benachbarte Phase nachspüren lassen, sondern auch die Tendenz ist in jedem Fall gleichsinnig: Die Profillinien 2, 3 und 4 steigen vom Plagioklas zur Hornblende hin an, während die ver-bindende Kurve des ersten Profils eine umgekehrte Ent-wicklung zeigt.

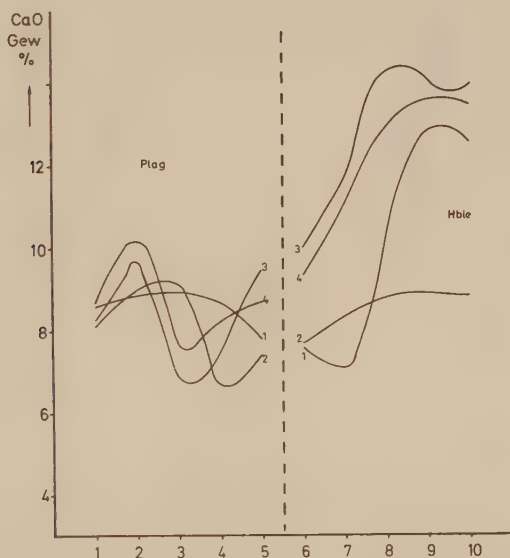


Abb.29: Phasengrenzbereich Plagioklas/Hornblende.
 Stbr.N.-Ramstadt; Amphibolit; Schliff Nr.10-37/10
 Zeichen wie in Abb.24
 Erläuterung im Text.

Abb.30 veranschaulicht die chemische Angleichung der beiden Mineralphasen in einer etwas veränderten Darstellungsweise.

Auch hier zeigt der Plagioklas im Grenzbereich eine weitgehende Homogenisierung und eine Erhöhung des Anorthitgehaltes.

S 10-19
PS 22

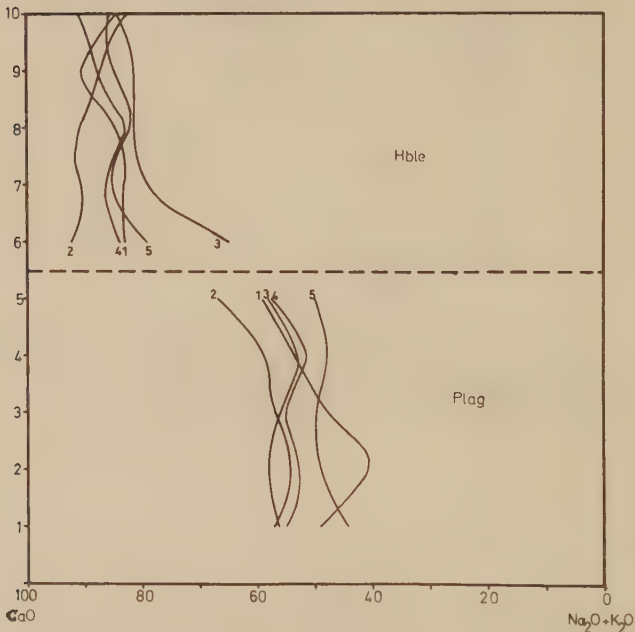


Abb.30: Phasengrenzbereich Plagioklas/Hornblende.

Stbr.N.-Ramstadt; Amphibolit; Schliff Nr.10-19/22

Ordinate: Punkte 1-5 : Plagioklasbereich

Punkte 6-10: Hornblendebereich

Abstand der Punkte 10 μm ;

Abszisse: $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 100$

Horizontale, gestrichelte Linie = Phasengrenze;
die nummerierten Linien stellen die Verbindungen
der Meßpunkte der Profile dar.

Eine stärkere Angleichung zeigt Abb.31.

Nach einem scharfen Knick bei Profilpunkt 4, der möglicherweise einen ehemaligen Ca-ärmeren Plagioklasgrenzpunkt vor einer Blastese darstellt, zieht der Calciumgehalt im äußeren 10-20 um von der Grenzfläche entfernten Saum bis zur Hornblende hin an. Die überwiegend gleichsinnigen Bewegungen der Profillinien innerhalb des Plagioklas-kornes lassen auf Homogenisierung im Saum schließen.

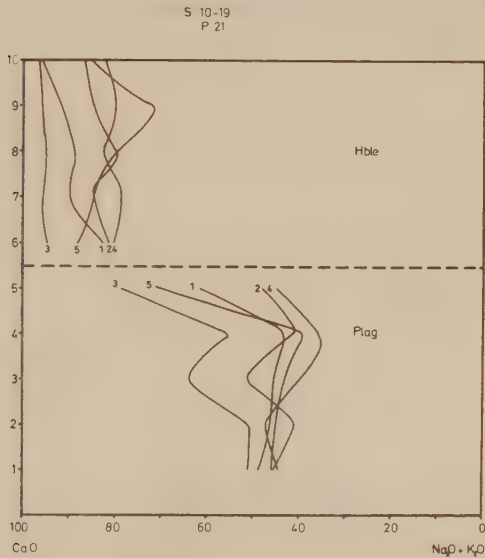


Abb.31: Phasengrenzbereich Plagioklas/Hornblende
Stbr. N.-Ramstadt; Amphibolit; Schliff Nr.10-19/21
Zeichen wie in Abb.30
Erläuterung im Text.

Einen fortgeschrittenen Stand der Entwicklung stellt Abb.32 dar.

Nach einem Knick bei den Profilpunkten 4,3 und 2(die Verschiebung der Knicke ist vermutlich auf Anschnitteffekte zurückzuführen) ergibt sich eine starke Anpassung der Profillinien.

Bei Linie 1 ist anscheinend ein stabileres Gleichgewicht schon erreicht: der Ca-Gehalt ist in beiden Phasen beinahe gleich hoch und der charakteristische Knick weiter gegen das Kristallzentrum verschoben, vielleicht der Ausdruck einer Reaktion, die weitere Bereiche als üblich erfasste.

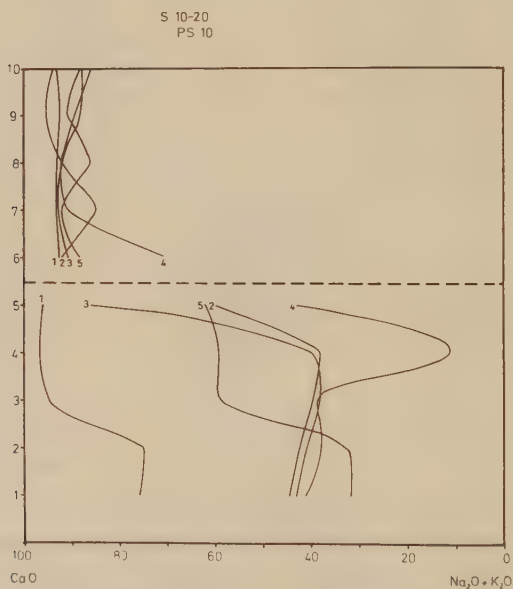


Abb.32: Phasengrenzbereich Plagioklas/Hornblende.
Stbr.N.-Ramstadt; Diorit; Schliff Nr.10-20/10
Zeichen wie in Abb.30
Erläuterung im Text.

Neben Calcium eignen sich auch andere in beiden Mineralphasen enthaltenen Elemente zur Darstellung der Stoffentwicklung.

Abb.33 zeigt beispielsweise die Verteilung von Natrium. Naturgemäß muß sich bei einer Ca-Zunahme im Plagioklas der Na-Gehalt verringern. Dies trifft zu. Gleichzeitig steigt im Grenzbereich der Hornblende in einem 30 um breiten Saum das Na stark an.

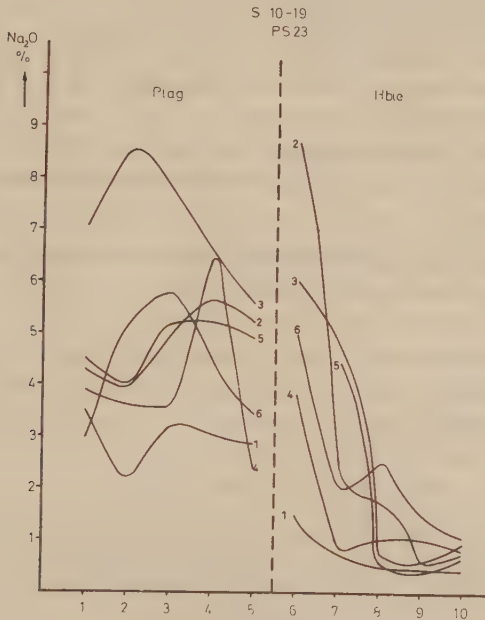


Abb.33 Phasengrenzbereich Plagioklas/Hornblende.
Stbr. N.-Ramstadt; Amphibolit; Schliff Nr.10-19/23
Ordinate: Na₂O-Gehalt;
sonst Zeichen wie in Abb.24,
Erläuterung im Text.

Einschränkend muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß den Na-Werten etwas geringere Aussagekraft zuzuordnen ist, da Na bei der Punktanalyse durch die Einwirkung des Elektronenstrahles aus dem dem Kristallgitter entfernt werden kann.

Schon nach 10 Sekunden Meßzeit machen sich, selbst bei niedrigerer Anregungsspannung und geringem Probenstrom (15 keV, 10 nA), Verluste bemerkbar.

4. Zusammenfassung der Ergebnisse aus den Untersuchungen der Phasengrenzbereiche.

Es konnten Reaktionen zwischen den Plagioklasen und den Hornblenden der hier untersuchten Amphibolite und Diorite festgestellt werden.

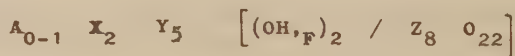
Diese Reaktionen nehmen einen Bereich von durchschnittlich 10-30 µm beiderseits der Phasengrenzflächen der beteiligten Mineralien ein.

Die Hornblenden besitzen meist hohe Ca-Gehalte, während die Plagioklase durchschnittlich Anorthit-Werte um An 35 - 40 % zeigen.

Diese Bedingungen dürften die Ursache der Angleichungsreaktionen zwischen Hornblenden und Plagioklasen sein. Je größer die Differenz im Ca-Gehalt der beiden Mineralphasen ist, desto stärker spiegelt sich der Angleichungsmechanismus in der graphischen Darstellung.

Der Austausch des Ca ist mit dem anderer Elemente eng verknüpft. So zieht eine Ca-Veränderung im Plagioklas eine Änderung der Na- und K-, Al- und Si-Werte nach sich (gekoppelter Ersatz: Na + Si, Ca + Al).

Die allgemeine Formel der Amphibole ist (TRÖGER, 1967):



webei die A-Gitterplätze (Zwölferkoordination) von Na und K, ausnahmsweise auch von Ca besetzt werden.

Jedes ein- oder zweiwertige Kation, das einen Ionenradius zwischen $0.66 \text{ \AA}$ und $1.33 \text{ \AA}$ besitzt (AHRENS-Skala) kann das X-Glied (Achterkoordination) besetzen. Das sind meist die Elemente Ca, Na und in geringerem Maße Mn (II). Alle zwei bis dreiwertigen Ionen mit Ionenradien zwischen $0.49 \text{ \AA}$ und $0.89 \text{ \AA}$ können die Y-Gitterplätze (Sechserkoordination) einnehmen. Als zweiwertige Kationen treten auf: Mg^{++} , Fe^{++} ; die dreiwertigen Kationen sind: Al^{3+} , Fe^{3+} , Mn^{3+} , Ti^{3+} ; auch vierwertiges Ti wird hier eingebaut, ebenso Cr und Ni.

Die Z-Position (Viererkoordination) nimmt Si auf, daneben bei vielen Amphibolen Al (bis 25 Atom-%) und etwas Fe (III).

Die OH-Positionen werden nicht nur von Hydroxid, sondern können auch von F und Cl besetzt werden. Schließlich können zum Ladungsausgleich Wasserstoffionen beitragen.

Aus den Messungen ergab sich, daß die Plagioklase nur innerhalb eines schmalen Grenzraumes von höchstens $30 \mu\text{m}$ gegen die benachbarten Mineralphasen Hornblende hin im Ca-Gehalt angereichert wurden. Dies bedeutet: Ca wird vom Plagioklas aufgenommen, ebenso Al, und im Austausch werden dafür Na (K) und Si abgegeben.

Das Na wird in das A - bzw. X-Glied der Hornblende eingebaut, während Si in Viererkoordination der Z-Position angehört. Die in der Z-Position enthaltenen Al-Kationen müssen abgegeben werden, soll Si eingebaut werden. Die Reaktion kann höchstens so lange dauern, bis das gesamte Al der Z-Position durch Si ersetzt ist.

Diese Überlegungen werden durch die erhöhten SiO_2 -Gehalte der Hornblenden in den äußersten, an Plagioklase grenzenden Bereiche ebenso gestützt, wie durch den Natriumanstieg und die Kalzium- und Aluminiumverringerung.

Diffussive Transformationen benötigen meist geologische Zeiträume um Ungleichgewichte in stabile Zustände zu verändern. Dies könnte der Grund für die nur sehr schmalen Homogenisierungs- und Angleichungsräume der Mineralien sein.

Es konnten keine Reaktionen festgestellt werden, die in ähnlicher Weise größere Bereiche der Mineralphasen erfaßt und somit Hinweise auf eine Umkristallisation und Kornvergrößerung hätten geben können.

Es wurden keine charakteristischen Unterschiede in den Reaktionen der Phasengrenzbereiche Plagioklas/Hornblende zwischen Amphiboliten und Dioriten gefunden.

Die Ergebnisse der Untersuchungen von amphibolitischen und dioritischen Mineralphasen Hornblende und Plagioklas lassen bedingt darauf schließen, daß sich in dem bearbeiteten Gebiet keine Dioritbildung über eine Umkristallisation und Blastese der Amphibolitminerale vollzogen hat.

VI Schlußfolgerungen

Das Ziel dieser Arbeit bestand darin, Amphibolite und Diorite des nördlichen Odenwaldes miteinander zu vergleichen. Die Beziehungen dieser beiden Gesteinstypen sollten vor allem mit den Hilfsmitteln der Geochemie dargelegt werden.

Petrographische Untersuchungen sind grundlegend und bilden die Voraussetzung für eine erfolversprechende Bearbeitung solcher Problemstellungen.

Bestimmung und Trennung von makroskopisch sich weitgehend gleichenden Gesteinen erfolgte durch mikroskopische Untersuchungen. Dabei stellte sich heraus, daß trotz wesentlicher Gemeinsamkeiten die beiden Gesteinstypen Amphibolit und Diorit, einige Übergangsglieder ausgenommen, verhältnismäßig gut zu trennen sind.

So zeigen die Anorthitgehalte der Plagioklase in Amphiboliten und Dioriten charakteristische Maxima, die Hornblenden nebeneinanderliegender Gesteinsserien stimmen nicht überein; weiterhin differieren die Modalbestände: die Diorite weisen einen höheren Plagioklas-Anteil auf als die Amphibolite, diese besitzen die höhere Farbzahl. Allerdings weisen auch Darstellungen den Amphiboliten und Dioriten überlappende Bereiche zu, ein Hinweis auf die engen Beziehungen der Übergangsglieder beider Gesteine.

Ihre Trennung durch Darstellungen in Dreieckdiagrammen wird bestätigt und gestützt durch die geochemischen Ergebnisse. Chemische Analysen der Amphibolite und Diorite des Steinbruches von Nieder-Ramstadt ergeben erhebliche Unterschiede ihrer Stoffbestände. Selbst unmittelbar nebeneinander liegende Serien zeigen keinen identischen Chemismus. Angleichungserscheinungen sind in nur geringem Maße zu verzeichnen.

Dies bedeutet: In diesem Gebiet fand keine in-situ-Dioritisierung statt. Die Amphibolite scheiden hier als mögliches Ausgangsgestein für transformistisch gebildete

Diorite aus.

Eine charakteristische Verteilung der Elemente in den beiden Gesteinstypen ist zu verzeichnen. Besonders gut geeignet zur Trennung von Amphibolit und Diorit in diesem Gebiet sind die Oxide SiO_2 , FeO , TiO_2 , CaO , deren Maxima in den Histogrammen deutlich verschiedene Lagen aufweisen.

Auch Darstellungen in Element-Konzentrationsdreiecken bestätigen die bisherigen Ergebnisse.

Die petrographisch nicht einwandfrei einzuordnenden Zwischentypen (Dioritoide) lassen sich mit geochemischen Mitteln meist den Amphiboliten bzw. Dioriten zuordnen.

Die NIGGLI-Parameter ergaben für die Diorite normale Werte und gliedern sie in die dioritischen bis si-gabbroiden Magmentypen NIGGLI ein.

Neben- und Spurenelemente einer erweiterten Untersuchungsserie bestätigen die Ergebnisse der Nieder-Ramstädter Analysen weitgehend. Die Mehrzahl der Elemente ist in den beiden Gesteinen verschieden stark vertreten und zeigen charakteristische Maxima.

Petrographische und geochemische Untersuchungen der Amphibolite weisen diesen ein orthogenes Edukt zu. Reliktmineralien und ophitische Strukturrelikte, sowie die darstellenden Punkte der NIGGLI-Parameter in Diagrammen und Dreieckdarstellungen, die zum Teil kennzeichnenden Absolutgehalte der Elemente und charakteristische Korrelationen der Spurenelemente deuten darauf hin, daß die Amphibolite aus Tuffen und Diabasen entstanden sind. Unsicher ist die Beteiligung von Tuffiten, die einige Anzeichen vermuten lassen.

Die Untersuchungen der Grenzbereiche benachbarter Mineralphasen mit der Mikrosonde sollten die Kenntnis des Chemismus in diesen Bereichen vertiefen.

Eine Vielzahl von Messungen ergab folgendes Bild: Angleichungsreaktionen zwischen der Ca-reichen Hornblende und einem Plagioklas mit durchschnittlichem Anorthitge-

halt von 30-40% finden in einem Bereich von 10-30 μ m beiderseits der Phasengrenzfläche statt. Stoffentwicklungen über weitere Partien konnten nicht festgestellt werden. Dies bedeutet, daß in dem untersuchten Gebiet nicht festgestellt werden konnte, ob die Diorite durch Umkristallisation und Blastese aus feinkörnigen Amphiboliten entstanden sind.

Es bleibt weiteren Untersuchungen überlassen, zu klären, wie sich diese Diffusionsvorgänge bei sinkender Temperatur in den Phasengrenzbereichen von Plagioklasen und Hornblenden anderer kristalliner Gesteine abspielen.

Sehr langsam abkühlende Gesteine müßten etwas breitere Reaktionssäume der Mineralien zeigen, da bei erhöhten Temperaturen die Einstellung von Gleichgewichten bei Festkörpern geringere Zeiten benötigt.

Untersuchungen der Phasengrenzbereiche zweier Mineralien können erst dann als Kriterium für Umkristallisationen herangezogen werden, wenn ein grundlegendes Wissen über die Gegebenheiten in den Mineral-Phasengrenzräumen verschiedener Gesteine besteht.

Die vorliegenden Ergebnisse können demnach nur ein Anfang sein und die interessanten Möglichkeiten dieser Methode aufzeigen.

Die Anzeichen (meist scharfe Grenze der Amphibolite und Diorite; zum Teil kontaktmetamorphe Gefügemerkmale mancher, unmittelbar neben Diorite liegender Amphibolite; verschiedener Chemismus) deuten darauf hin, daß die Diorite intrudiert sind, wobei der Intrusionsbetrag unbekannt ist. Nach NICKEL(1955) bildet das heute angeschnittene Niveau des Odenwaldes die Wurzelzone des Gebirges. Dies spricht für geringe Wanderungsbeträge der eindringenden Schmelzen.

Eine Intrusion der Nieder-Ramstadter Diorite sagt nichts aus über deren Genese. Die Frage nach ihrer Entstehung bleibt weiterhin offen, doch die Möglichkeiten sind nun für das untersuchte Gebiet etwas enger gespannt, da eine in-situ-Dioritisation nicht mehr inbetracht kommt.

Einige Modellvorstellungen sind möglich. Die intrudierten Diorite können entstanden sein durch eine:

1. normale Differentiation eines Magmas;
2. Umkristallisation und Blastese aus geeigneten Metamorphiten, eventuell unter Mitwirkung einer Gasphase und eines liquiden Schmelzanteils. Durch Erhöhen der Temperatur und Bildung einer Teilschmelze könnte das dioritische Gestein schließlich wanderungsfähig geworden sein;
3. partielle bis vollständige Anatexis.

Zu 1: Die Geländebefunde und petrographischen Untersuchungen sprechen gegen diese Theorie, kein Anzeichen spricht für eine magmatische Differentiation in diesem Gebiet.

Zu 2: Die zweite Möglichkeit kann nicht ausgeschlossen werden, solange Umkristallisationen nicht eindeutig widerlegt werden. Allerdings sollten sich, zumindest bei einem geringen Schmelzanteil, Struktur- und Mineralrelikte des Ausgangsgesteins im heutigen Diorit feststellen lassen. Die Untersuchungen zeigten, daß in vielen Proben das magmatische Gefüge von metamorphen Strukturmerkmalen durchsetzt und abgelöst wird. Da jedoch alle Gesteine des Gebietes metamorph überprägt wurden, kann nicht festgestellt werden, worin die Ursache dieser metamorphen Strukturen liegt. Die Aussage ist zweideutig.

Zu 3: Die Möglichkeit einer partiellen bis vollständigen Anatexis eines unbekannten Ausgangsgesteins mit dioritischem Chemismus und eine anschließende Intrusion erscheint am glaubwürdigsten.

Dies würde auch den verschiedenen Chemismus von Dioriten und Amphiboliten zwanglos erklären. Eine weitgehende, jedoch nicht vollständige Anatexis wäre die Ursache eines fast vollkommenen magmatischen Gefüges und erklärte gleichzeitig die Existenz von metamorphen Strukturen, die als

Relikte aus ehemaligen Metamorphiten stammen könnten. Auch die starke Variabilität der Korngrößen in manchen Dioritproben wäre auf diese Weise erklärbar.

Abschließend soll an dieser Stelle nochmals betont werden, daß sich die oben erläuterten Ergebnisse, mit wenigen Ausnahmen, auf das Gebiet des Steinbruches der Firma OHI in Nieder-Ramstadt beschränken.

Eine Extrapolation der erarbeiteten Erkenntnisse auf andere Dioritgebiete des Odenwaldes kann noch nicht durchgeführt werden.

Um zu einer Gesamtdarstellung der Beziehungen zwischen Amphiboliten und Dioriten des Odenwaldes zu gelangen, ist es notwendig, eine Vielzahl weiterer Vorkommen zu untersuchen.

Dies könnte dann die Grundlage einer fundierten Klärung des Problems der Dioritbildung im Odenwald sein.

VII Analysenmethodik

1. Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA).

Zur Bestimmung von Ca und den Neben- und Spurenelementen K, Ti, Mn, Ni, Sr und Zr wurde ein Generator vom Typ MÜLLER-MIKRO 111, ein PHILIPS-Vakuumspektrograph PW 1540 und die Elektronikeinheiten PW 4025/10, 4025, 4210, 4203, 1632, 1631, 4210, 1365, 4197 benützt.

Jeweils 3-4 kg Material der mehr als 170 Proben wurde im Backenbrecher zerkleinert, geviertelt und schließlich 50g der Substanz in einer Scheibenschwingmühle mit Widia-Aufsatz zwei Minuten lang gemahlen (Korngröße nach MADEL (1968) durchschnittlich $< 50 \mu\text{m}$).

Das Gesteinspulver wurde in Plexiglasnapfchen gepresst, deren Boden mit Mylarfolie bespannt ist (Methode nach MADEL (1968)).

Um Fehler, die durch Inhomogenitäten der Proben und eventuell möglichen Apparateschwankungen entstehen können, weitgehend zu verhindern, wurde in der Reihenfolge: Probe-Standard - Probe (2.Charge) - Standard (2.Charge) gemessen. Dies ist zwar zeitraubend, ermöglicht jedoch gut reproduzierbare Ergebnisse.

Meßbedingungen: Anregungsspannung 50 kV; Stromstärke 20 mA;
Wolframröhre, Szintillations- und Durchflußzähler (Gas: Methan/Argon);
Zeitvorwahl: 2-6 x 20 sec.;
gemessen wurde gegen eigene, nahe Referenzproben, die wiederum gegen internationale Standards (G-2, GSP-1, BCR-1, AGV-1, W-1, BM) gestellt wurden.

Die Meßdaten wurden rechnerisch korrigiert (HAHN-WEINHEIMER, 1963). Die Fehlerberechnung ergab eine relative Standardabweichung von $\pm 2\%$ für K_2O , CaO, TiO_2 ; $\pm 4\%$ für Sr, Zr; $\pm 5\%$ für Ni.

Für die Variationsdiagramme wurden die Korrelations-

koeffizienten nach D.M.SHAW (in WEDEPOHL, 1969) berechnet:

$$r = \frac{\sum (x_1 - \bar{x}_1)(x_2 - \bar{x}_2)}{[\sum (x_1 - \bar{x}_1)^2 \sum (x_2 - \bar{x}_2)^2]^{1/2}}$$

x_1, x_2 = Variable
 $\bar{x}$ = aritmet.
Mittel

2. Atom-Absorptions-Analyse (AAA)

Zur Bestimmung der Elemente Cr und Co wurde die Analysenmethode der Atom-Absorption benützt; es stand ein Gerät der Firma EVANS ELECTROSELENIUM LTD./England vom Typ EEL, ATOMIC zur Verfügung.

Die Gesteinsproben müssen bei der Bestimmung durch die Atom-Absorption aufgeschlossen werden. Als günstig erwies sich ein Flußsäure-Schwefelsäure-Salpetersäure-Gemisch (Verhältnis 65:20:15 Vol.-%).

Die wässrigen Lösungen der Proben besaßen trotz Abdampfen und weitgehendem Einengen einen immer noch verhältnismäßig niederen pH-Wert. Dies bedingt- im Vergleich zu neutralen wässrigen Lösungen - eine Viskositätsänderung, von der wiederum die Meßempfindlichkeit des Analysengerätes abhängt. Auf eine möglichst große Konstanz in den Bearbeitungsabläufen der verschiedenen Aufschlußserien mußte deshalb besonders geachtet werden.

Um eine genügend große Anzahl von Meßpunkten zur Herstellung von gesicherten Eichkurven zu erhalten, wurden eine Reihe internationaler Referenzproben, sowie additive Meßmethoden verwandt.

Als relative Standardabweichung für Cr und Co wurde $\pm 5\%$ ermittelt.

Meßbedingungen:

Chrom: Wellenlänge 3593 Å
Schlitz 0.1 mm
Stromstärke 1.Stufe

Meßbedingungen:

Kobalt:	Wellenlänge	2411 Å
	Schlitz	0.1 mm
	Stromstärke	1. Stufe

3. Elektronenstrahl-Mikro-Analyse (EMA).

3.1 Gerätedaten.

Der Elektronenstrahl-Mikro-Analysator eignet sich vorzüglich zur zerstörungsfreien Analyse selbst kleinster Partien. Diese Untersuchungsmethode bietet sich somit an für die Bestimmung von Mineralien und deren Einschlüsse, Säume und Umwandlungsprodukte, die durch andere chemische Verfahren meist nicht gesondert erfasst werden können.

Bei der von der DFG zur Verfügung gestellten Mikrosonde handelt es sich um ein Gerät der Firma CAMBRIDGE LTD., England, vom Typ GEOSCAN, das die qualitative und quantitative Analyse bis zur Ordnungszahl 11 des Periodischen Systems der Elemente gestattet (theoretisch noch bestimmbar: B).

Meßbedingungen: Die Anregungsspannung betrug 15-25 keV, der Probenstrom (beam current) 10 ± 20 nA; es wurde ein Vakuum von $2-3 \times 10^{-5}$ Torr erreicht; als Detektor-Kristalle wurden benützt: LiF, Quarz, KAP, Glimmer, Bariumstearat-Pseudokristall; als Zählrohre dienten Durchflußzähler (Methan/Argon) und Szintillationszählrohre; gemessen wurde über Zeitvorwahl; 20 - 100 sec., bei mehrmaliger Wiederholung; für die leichten Elemente wurde das LAND-System (low atomic number devices) eingesetzt; eine Verringerung der Kontamination kann durch mit flüssigem Stickstoff betriebenen Kühlfallen erreicht werden.

3.2 Präparation.

Bei der Herstellung der Gesteinsdünnschliffe wurden diese im letzten Arbeitsgang nicht, wie sonst üblich, mit dünnen

geringfügig ab, Schwierigkeiten ergeben sich jedoch beim Abschleifen der Präparate auf die übliche Dicke von 20 - 30 μm , da sie im letzten Stadium, anscheinend bedingt durch die aufgedampfte Leitschicht, oft nicht fest genug am Objektträger haften und leicht abbröckeln.

3.4 EMA-Vollanalysen.

Es ist durchaus möglich - bei geeigneter Wahl der Standards - mit Hilfe der Elektronenstrahl-Mikro-Analyse die naß-chemischen Verfahren im Anwendungsbereich der Petrologie wenigstens teilweise zu ersetzen. Allerdings ist dafür eine sehr gute Homogenität der zu untersuchenden Gesteinsproben unbedingt erforderlich.

Nach Vorversuchen erwies es sich als günstig, 75 Gew.-% Probensubstanz mit 25 Gew.-% Lithiumtetraborat zu vermischen und in Platintiegeln zu schmelzen. Um eine genügend gute Homogenität zu erreichen, ist es notwendig, die Temperatur des Ofens mindestens 100 °C über den Schmelzpunkt des Gemisches anzuheben.

Nach Abschrecken in Wasser läßt sich das Gesteinsglas leicht aus dem Tiegel entfernen. Eventuelle Verluste der leichten Elemente aus der Oberfläche des Glases werden dadurch berücksichtigt, daß es bis zur Mitte abgeschliffen wird. Dann kann der übliche Poliervorgang und das Aufdampfen einer leitenden Schicht erfolgen.

Mit dem Scanning-Verfahren der Mikrosonde und Serien von Punktmessungen der am ehesten inhomogenen Elemente (Al, Fe, Mg, Si) werden die Proben auf ihre Homogenität überprüft; kleinere Unregelmäßigkeiten in der Homogenität der Gläser können durch Vergrößern des Elektronenstrahldurchmessers von 1 μm auf 10 μm verringert oder eliminiert werden. Eine theoretisch mögliche, weitere Vergrößerung des Strahldurchmessers auf 50-70 μm ist bei vollfokussierenden Mikrosonden ungeeignet und kann sogar zu Fehlern führen.

Zur Sicherheit wurden mehrere Punkte des Gesteinsglases

Glasplättchen abgedeckt, sondern mit Diamantpasten verschiedener Korngrößen (15, 7, 3, 1, 0.25 μm) stufenweise sorgfältig poliert.

Eine plane Oberfläche der Präparate ist bei der Analyse mit der Mikrosonde notwendig, da die emittierte Röntgenstrahlung unter einem bestimmten, je nach Art des Gerätes verschiedenen, take-off-angle (Geoscan: 75°) aufgenommen wird.

Somit können Risse und auch kleinere Unebenheiten an der Oberfläche der Proben selbst bei günstigem, hohem Abnahmewinkel zur Verfälschung führen.

3.3 Aufdampfen dünner Schichten.

Da Silikatmineralien Isolatoren bzw. Halbleiter sind, müssen sie mit einer leitenden Schicht (im Normalfall; es gibt theoretisch auch andere Möglichkeiten, die Leitfähigkeit zu erhöhen: Dotierung, Erhöhen der Temperatur, Neutronenbeschuß) versehen werden, um Elektronenaufladungseffekte zu vermeiden. Im allgemeinen werden dafür die Elemente Kohlenstoff, Aluminium oder Kupfer im Vakuum auf das Präparat in Schichtdicken von 100-200 $\text{\AA}$ aufgedampft.

Am besten eignet sich zu diesem Zweck Beryllium, da es technisch einfach zu handhaben ist, eine gut reproduzierbare, gleichmäßig dünne Schichtdicke wird ohne Schwierigkeiten erreicht. Ein weiterer Vorzug: bedingt durch die niedrige Ordnungszahl des Beryllium machen sich kaum Massenschwächungseffekte bemerkbar.

Da Beryllium gesundheitsschädlich auf die Atemorgane wirkt, wurden besondere Absaugvorrichtungen zur Beseitigung des Be-Staubes nach Öffnung der Bedampfungsanlage entwickelt. .

An mehreren Proben wurde versucht, die Dünnschliffplättchen mit der Seite der aufgedampften Schicht auf den Objektträger zu kitten. Dies ergibt eine bessere Beobachtbarkeit unter dem Mikroskop und die Leitschicht kann nicht oxidieren. Der Probenstrom nahm bei diesen Versuchen nur

gemessen und die Ergebnisse gemittelt. Langsames Verschieben der Probe verhindert Kontaminationseffekte; auf diese Weise erfolgt auch die Bestimmung der leichten Elemente, da sie bei anhaltendem Elektronenbeschuß (Abfall der Intensität schon nach 10 sec.) aus der Oberfläche entfernt werden.

Als Standards dienten eigene Amphibolit-Referenzproben, sowie die internationalen Standards G-2, GSP-1, BCR-1, AGV-1, W-1 und BM.

Die Meßdaten wurden, falls keine nahen Standards vorhanden waren, mit einem Korrektur-Rechenprogramm überprüft und gegebenenfalls berichtigt.

Die Genauigkeit dieses Verfahrens zur Bestimmung von Haupt- und Nebenelementen von Gesteinen kommt nach RUCKLIDGE et al. (1970) den klassischen naßchemischen Verfahren sehr nahe.

Eine Fehlerberechnung wurde nach folgenden Formeln durchgeführt:

arithmetisches Mittel $\bar{x} = \frac{1}{n} \sum x;$

Standardabweichung $s = \frac{1}{n-1} \sum (x - \bar{x})^2;$

relative Standardabweichung $C = \frac{s}{\bar{x}};$

Die Auswertung der Meßdaten ergab eine relative Standardabweichung von: $\pm 1\%$ für FeO; $\pm 2\%$ für Al_2O_3 , SiO_2 , CaO und TiO_2 ; $\pm 3\%$ für Na_2O , MgO, P_2O_5 ; $\pm 4\%$ für K_2O .

3.5 Wahl der Standards.

Eine geeignete Auswahl von nahen Standards ergibt die genauesten Ergebnisse bei der Elektronenstrahl-Mikro-Analyse (SCHWANDER, 1967) und erübrigt im allgemeinen eine rechnerische Korrektur.

Zur Plagioklasbestimmung wurde ein Satz von 9 Plagioklas-Referenzproben benützt und damit gute Ergebnisse erzielt. Etwas schwieriger ist es, gut analysierte, homogene Horn-

blende-Standards zu erhalten. Es standen 4 Referenzproben zur Verfügung; die Ergebnisse mußten anschließend in den Fällen rechnerisch korrigiert werden, in denen die Matrix der Vergleichsproben nicht mit der der analysierten Hornblende übereinstimmte.

Da diese rechnerischen Korrekturen (Absorptions-, Ordnungszahl-, charakteristische Fluoreszenz- und kontinuierliche Fluoreszenzkorrektur) bei einem kompliziert aufgebauten Mineral, wie der Hornblende, ohne automatischem Rechenprogramm nur mit großem Zeitaufwand möglich ist, wird ein modifiziertes Korrekturprogramm nach SPRINGER(1969) verwendet, das nach anfänglichen grundsätzlichen und technischen Schwierigkeiten gute Ergebnisse zeitigt.

VIII Literaturverzeichnis

Geologische Karten:

- 1: 25 000, Neunkirchen (KLEMM, 1918), Roßdorf
(KLEMM, 1938);
1: 100 000, Odenwald-Übersichtskarte (KLEMM, 1928)

ADAMS, J.: Origin of the Black Peak Quartz Diorite, Northern
Cascades, Washington.- Amer.J.Sci.262, 290-307, 1964

AHRENS, L.H.: Element distribution in specific igneous
rocks.VIII.- Geochim.Cosmochim.Acta,30,109-122,1966

BAUER, G.: Gliederung der Diorite des Bergsträsser Oden-
waldes im Raum Lichtenberg-Billings.- unveröffent.
Dipl.-Arb.,Univ.München,1969

BENCE, D. & ALBEE, J.: Empirical factors for the electron
microanalysis of silicates and oxides.- J.Geol.,
76, 382-403, 1968

BÜSCH, W.: Dioritbildung durch Remobilisation.II.- N.Jb.
Miner.Abh.112, 219-238, 1970

BURRI, C.: Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner
Augite und Hornblenden auf (010) mittels beliebiger
Schnitte.- Schweiz.Mineral.Petr.Mitt.,11,285-289,1931

-- Petrochemische Berechnungsmethoden auf äqui-
valenter Grundlage.- Birkhäuser, Basel, 1959

BURRI, C. & NIGGLI, P.: Die jungen Eruptivgesteine des
mediterranen Orogens I.- Publ.herausgeg. v.d.
Stiftung Vulkaninstitut J.Friedländer,3,Zürich,1945

BUTLER, J.R. & SMITH, A.Z.: Zr, Nb and certain trace elements
in some igneous rocks.- Geochim.Cosmochim.Acta,
26, 945-953, 1963

CHAPPEL, B.W., COMPSTONE, W., ARRIENS, P.A. & VERNON, M.J.:
Rb and Sr determined by X-ray fluorescence spectro-
metry and isotope dilution below the part per
million level.- Geochim.Cosmochim.Acta,33,1002-
1006, 1969

CARMICHAEL, I.S.E., HAMPEL, I. & JACK, R.N.: Analytical data
on the U.S.G.S.-standard rocks.- Chem.Geol.,3,
59-64, 1968

- CARR, M.H. & TUREKIAN, K.K.: The geochemistry of cobalt.-
Geochim.Cosmochim.Acta, 23, 9-60, 1961
- CHAO, E.C.T. & FLEISCHER, M.: Abundance of Zr in igneous
rocks.- 21st Proc.Int.Geol.Cong. Copenhagen,
Pt 1, 106-131, 1960
- CHUDOBA, K.: Die Feldspäte und ihre praktische Bestimmung.
Schweizerbart, Stuttgart, 1932
- DAHL, M.: Standards and correction methods used in electron
microprobe analysis of biotites, amphibolites,
pyroxenes, and plagioclases.- N.Jb.Mineral. Abh.
110, 210-225, 1969
- DAUSCHEK, H.: Feinstratigraphie der Diorite vom Steinkopf
bei Neunkirchen.- unveröffent.Dipl.-Arb., Univ.
München, 1969
- DEER, W.A.: The composition and paragenesis of the horn-
blendes of the Glen Tilt complex, Perthshire
(Scotland).- Miner.Mag., 25, 56-74, 1938
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J.: Rock forming minerals.
vol.2, chain silicates, Longmans, London, 1963
- DEGENHARD, H.: Untersuchungen zur geochemischen Verteilung
des Zirkoniums in der Lithosphäre.- Geochim.
Cosmochim.Acta, 11, 279-309, 1957
- DRESCHER-KADEN, F.K.: Über Assimilationsvorgänge, Migmatit-
bildung und ihre Bedeutung bei der Entstehung
der Magmen, nebst einigen grundsätzlichen Er-
wägungen.- Chem.d.Erde, 10, 271-310, 1936
- Zur Genese der Diorite von Fürstenstein.- N.Jb.
Mineral.Geol.Paläont., Abt. A, Beil.Bd.60, 445-530,
1930
- ELLER, J.P.von: Dioritisation, granitisation et metamorphisme
dans les Vosges Cristallines du nord I/III.-
Bull.Serv.Geol.Alsace Lorr., 17, 171-210, 1964;
18, 144-177, 1965; 19, 137-161, 1966

- ENGEL, A.E.J. & ENGEL, C.G.: Hornblendes formed during the progressive metamorphisms of amphibolites, north-west Adirondack Mountains, New York.- Geol.Soc. Am.Bull.,73, 1499-1598, 1962
- ERDMANNSDÖRFER, O.H.: Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes II. Die Diorite des Bergsträsser Odenwaldes und ihre Entstehungsweise.- Heidelbg. Beitr.Mineral.Petr.,1, 37-85, 1949
- EVANS, B.W. & LEAKE, B.E.: The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland.- J.Petrol.,1, 337-363, 1960
- FLANAGAN, F.J.: Sources of geochemical standards II.- Geochim.Cosmochim.Acta,34, 121-125, 1970
- FRÖHLICH, F.: Beitrag zur Geochemie des Chroms.- Geochim. Cosmochim.Acta, 20, 215-240, 1960
- GATES, R.M.: Amphibolites: syntectonic intrusions?- Amer. J.Sci., 265, 118-131, 1967
- GOMES-BARROS, SANTINI, P. & DUTRA, C.: Petrochemistry of a precambrian amphibolite from the Jaragua Area, Sao Paulo, Brazil.- J.Geol.,72, 664-680, 1964
- GORBATSCHOV, R.: Element distribution between biotite and Ca-amphibole in some igneous or pseudo-igneous plutonic rocks.- N.Jb.Mineral.Abh.,111,3,314-342,1969
- HAHN-WEINHEIMER, P.: Geochemische Untersuchungen an den ultrabasischen und basischen Gesteinen der Münchberger Gneismasse.- N.Jb.Mineral.Abh.,92,203-278,1959
- HAHN-WEINHEIMER, P. & ACKERMANN, H.: Quantitative röntgenspektalanalytische Bestimmung von K, Rb, Sr, Ba, Ti, Zr und P.- Z.analyt.Chem.,194,81-101, 1963
- HAHN-WEINHEIMER, P. & JOHANNING, H.: Geochemische Untersuchungen an magmatisch differenzierten Gesteinskörpern des Südschwarzwaldes.Teil 1.- Beitr. Mineral.Petr.,9, 175-179, 1963
- HORN, P.: Versuch einer petrographischen Stoffbilanz im nördlichen Odenwald.- Diss.,Univ.Heidelberg,1965

- HURLEY, P.M.: Absolute abundance and distribution of Rb, K, Sr in the earth.- *Geochim.Cosmochim.Acta*, 32, 3, 273-285, 1968
- ISHIKAWA, H.: Some aspects of geochemical trends and fields of the ratios of V, Ni, and Co.- *Geochim.Cosmochim.Acta*, 32, 913-917, 1968
- JANDA, I., SCHROLL, E. & SEDLAZEK, M.: Zum Problem der geochemischen Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten am Beispiel einiger Vorkommen des Waldviertels und der Ostalpen.- *Tscherm.Mineral.Petr.Mitt.*, 3, 10, 552-572, 1965
- KLEIN, C.: Coexisting amphiboles.- *J.Petrol.*, 9, 2, 281 - 330 1968
- KLEMM, D.D.: "Gabbroidisation" und "Dioritisation" am Beispiel einiger Odenwälder Gabbro- und Dioritgebiete.- *N.Jb.Mineral.Abh.* 104, 3, 259-282, 1966
- KLEMM, G.: Führer zu den Exkursionen in den kristallinen Odenwald und die Umgebung von Darmstadt, in: *Geologischer Führer durch das Großherzogtum Hessen. Großherzoggl.Staatsverl., Darmstadt*, 1911
- Erläuterungen zu den geologischen Karten von Hessen, 1: 25 000, Blatt Neunkirchen, Darmstadt, 1918
- Blatt Lindenfels, Darmstadt, 1933
- Blatt Roßdorf, Darmstadt, 1938
- KNAUER, E.: Konvergenzerscheinungen granitischer Gesteine im Raum Hoxhohl und ihr Vergleich mit Flasergesteinen des Gebietes Brandau-Neunkirchen/Odenwald.- *N.Jb.Mineral.Abh.*, 110, 3, 287-328, 1968
- KOCH, W.: Metatexis und Metablastesis in Migmatiten des nordwestlichen Thüringer Waldes.- *Mineral.Petr.Mitt.*, 51, 1-101, 1940
- KRAUSKOPF, K.B.: *Introduction to Geochemistry*.- McGraw-Hill, New York, 1967

- LANGE, H.: Zur Genese der Metabasite im Sächsischen Erzgebirge. Ein Beitrag zur Petrographie und Geochemie eklogitischer und amphibolitischer Gesteine.- Freiburger Forsch.-H., C 177, 1965
- LAPADU-HARGUES, P.: The origin of amphibolites.- Compt. rend., 234, 352-353, 1952
- LEAKE, B.: The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites.- J.Petrol., 5, 2, 238-254, 1964
- MADL, J.: Magmatische Entwicklung der Massivgranite der nördlichen Oberpfalz.- Diss.Univ.München, 1968
- MEHNERT, K.R.: Die Gliederung der Mittelschwarzwälder Gneismasse auf genetischer Grundlage.- Vorl. Mitt.Tätigkeitsber. d. Bad.Geol.L.-Anst.f.d.J. 1947, 1948
- Zur Frage des Stoffhaushaltes anatektischer Gesteine.- N.Jb.Mineral., Abt.A, 82, 155-198, 1951
- Neue Ergebnisse zur Geochemie der Metamorphose.- Geol.Rundsch., 51, 384-394, 1961
- MEHNERT, K.R. & BÜSCH, W.: Dioritbildung durch Remobilisation I.- Tscherm.Mineral.Petr.Mitt., 11, 3, 246-265, 1966
- MILOVSKY, A.V.: Cr, V and Ni in ortho- and para-metamorphic rocks.- Geochemistry, 875-879, 1964
- MOENKE, H.: Spurenelemente in variskischen und prävariskischen deutschen Graniten.- Chemie d.Erde, 20, 1960
- MÜLLER, R.: Spektrochemische Analysen mit der Röntgenfluoreszenz.- Oldenbourg, München-Wien, 1967
- NICKEL, E.: Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes IV. Wechselbeziehungen zwischen Dioriten, Graniten und Schieferen im westlichen Odenwald.- Heidelbg. Beitr.Mineral.Petr., 1, 4, 427-470, 1948
- Das Mischgestein vom Typus Echsenbach (Niederösterreich) und seine Stellung im Rastemberger Tiefenkörper.- N.Jb.Mineral., Abt., 81, 273-314, 1950

- NICKEL, E.: Hornblendeblastese in gabbroiden Gesteinen des Odenwaldes.- Fortschr.Miner.,31, 37-39,1952
- Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes V. Die mineralfazielle Stellung der Hornblendegabbros im Gebirgszug von Heppenheim-Lindenfels(Odenwald).- Heidelbg.Beitr.Miner.Petr.,3, 97-124, 1953
- Grenzfazies und Angleichgefüge der variszischen Elemente im kristallinen Odenwald.- Opuscula Mineralogica et Geologica, Kettwig(Ruhr),1-36,1954
- Texturen zwischen "magmatisch" und "metamorp".- Fortschr.Miner.,32, 78-80, 1954
- Das Odenwälder Grundgebirge.- 2.Sonderheft z. Aufschluß, 118-122, 1955
- Phasenablauf und Tektogenese im Raum Knoden(Odenwald).- N.Jb.Miner.A bh., 89, 302-366, 1956
- Das Intrusionsniveau des Odenwaldes. Bemerkungen für eine Diskussion.- N.Jb.Miner.Mh.,2,31-66,1965
- NIGGLI, P.: Gesteine und Minerallagerstätten I.- Birkhäuser, Basel, 1948
- Gesteine und Minerallagerstätten II.- Birkhäuser, Basel, 1952
- NOCKOLDS, R.S. & ALLEN, R.: The geochemistry of some igneous rock series.-Geochim.Cosmochim.Acta,4,105-142,1953
- The geochemistry of some igneous rock series.- Geochim.Cosmochim.Acta, 9, 34-77, 1956
- NOLL, W.: Geochemie des Strontium.- Chem. d. Erde, 8, 507-600, 1933
- OKRUSCH, M.: Bestandsaufnahme und Deutung dioritartiger Gesteine im südlichen Vorspessart.- Geol.Bavarica, Bayer.Geol.L.Amt, 51, 107 S., 1963
- OKRUSCH, M. & RICHTER, P.: Zur Geochemie der Dioritgruppe. Vergleichende Untersuchungen an Gesteinen des Bayerischen Waldes, des Spessarts und des Odenwaldes.- Contr.Mineral.Petr.,21, 75-100, 1969

- ORVILLE, PH.M.: A model for metamorphic differentiation origin of thin-layered amphiboles.- Am.J.Sci., 267, 1, 64-86, 1969
- PFEIFFER, L.: Beiträge zur Petrologie des Meißener Massivs. Freiburger Forsch.H., C 179, 222 S., 1964
- REINHEIMER, S.: Der Diorit vom Buch bei Lindenfels.- Diss., Univ.Heidelberg, 1920
- SAGEL, K.: Tabellen zur Röntgen-Emissions- und Absorptions-analyse.- Springer, Berlin-Göttingen-Heidelberg, 1959
- SAVELLI, C.: Röntgenfluoreszenzbestimmung von Si und Al mit innerem Standard.- N.Jb.Miner.Mh., 4, 124-131, 1967
- SAXENA, S.: Distribution of elements between coexisting biotite and hornblende in metamorphic Caledonides lying to the west and northwest of Trondheim, Norway.- N.Jb.Miner.Mh., 3, 67-80, 1968
- Crystal-chemical aspects of the distribution of elements among coexisting rock-forming silicates.- N.Jb.Miner.Abh., 108, 292-323, 1968
- Distribution of elements between coexisting minerals and the nature of solid solution in garnet.- Amer.Miner., 53, 994-1014, 1968
- SCHUBERT, W.: Die Amphibolite des prävaristischen Schiefer-rahmens im Bergsträsser Odenwald.- N.Jb.Miner. Abh., 108, 1, 69-110, 1968
- SCHWANDER, H. & WENK, E.: Studien mit der Röntgen-Mikro-sonde an basischen Plagioklasen alpiner Meta-morphite.- Schweiz.Mineral.Petr.Mitt., 47, 1, 225-234, 1967
- SCHWEDER, P.: Geochemische Untersuchungen im Kyffhäuser-kristallin. Zum Problem des prämetamorphen Aus-gangsmaterials der Amphibolite, Biotit-Hornblende-Gneise und der Biotit-Plagioklas-Gneise.- Chem. d. Erde, 27, 100-120, 1968
- SHAW, D.M.: Test of discriminant function in the amphibolit problem.- Miner.Mag., 34, 268, 423-435, 1965

- SETSER, J.L. & EHMANN, W.D.: Zr and Hf abundances in meteorites, tectites and terrestrial materials.- *Geochim.Cosmochim.Acta*, 28, 769-782, 1964
- SIEGERS, A., PICHLER, H. & ZEIL, W.: Trace element abundance in the "Andesite" formation of northern Chile.- *Geochim.Cosmochim.Acta*, 33, 882-887, 1969
- SINE, N.M., TAYLOR, C., WEBBER, G.R. & LEWIS, C.C.: Third report of analytical data for CAAS sulphide ore and syenite rock standards.- *Geochim.Cosmochim. Acta*, 33, 1, 121-133, 1969
- SLEPNEV, Y.S.: The characteristics of distribution of some rare elements in metamorphic rocks, granites and rare metal pegmatites of Sayan Mountains.- *Geokhimiya*, 3, 314-321, 1958
- SPRINGER, G.: Die Berechnung von Korrekturen für die quantitative Elektronenstrahl-Mikroanalyse.- *Fortschr.Mineral.*, 45, 1, 103-124, 1967
- STEIGER, R.: Die Hornblenden der Tremolaserie, Teil I: Chemismus und Dichte der Hornblenden.- *Schweiz. Miner.Petr.Mitt.*, 41, 127-156, 1961
- STRECKEISEN, A.: Classification and nomenclature of igneous rocks (final report of an inquiry).- *N.Jb. Miner.Abh.*, 107, 144-240, 1967
- SWEATMAN, T.R. & LONG, J.V.: Quantitative electron -probe microanalysis of rock-forming minerals.- *J.Petr.*, 10, 2, 332-379, 1969
- TROCHIM, H.D.: Zur Petrogenese des Gabbroplutons vom Frankenstein (Odenwald).- *Diss, Univ. Freiburg*, 1960
- TRÖGER, E.W.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine.- Berlin, 1935
- Die Tiefengesteine des Bergsträsser Odenwaldes.- 2.Sonderheft z.Aufschluß, 4-19, 1955
- Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.- Schweizerbart, 2.Aufl., Stuttgart, 1956

- TRÖGER, E.W.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband.- Schweizerbart, Stuttgart, 1967
- TROLL, G.: Das Intrusivgebiet von Fürstenstein/Bayerischer Wald.- Geol.Bavarica, Bayer.Geol.L.Amt, 52, 140 S., 1964
- TUREKIAN, K.K. & KNULP, J.L.: The geochemistry of Sr.- Geochim.Cosmochim.Acta, 10, 245-296, 1956
- TUREKIAN, K.K. & CARR, M.H.: The geochemistry of Cr, Co and Ni.- Int.Geol.Cong., 21st Session (Norden), 1, 14-26, 1960
- TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H.: Distribution of the elements in some major units of the earth's crust.- Bull.Geol.Soc.Amer., 72, 175-195, 1961
- RAASE, P. & MORTEANI, G.: Über Zonarbau und basische Kerne in Plagioklasen.I.- N.Jb.Mineral.Abh., 110, 1, 81-105, 1968
- REINHEIMER, S.: Der Diorit vom Buch bei Lindenfels.- Diss., Univ.Heidelberg, 1920
- RUCKLIDGE, J.C., GIBB, F.G.F., FAWCETT, J.J. & GASPARRINI, E.L.: Rapid rock analysis by electron probe.- Geochim. Cosmochim.Acta, 34, 243-247, 1970
- VERNON, R.H.: Co-existing Cumingtonite and Hornblende in an amphibolite from Duchess, Queensland, Australia.- Am.Mineral., 47, 360-370, 1962
- WAGNER, G.A.: Spuren der spontanen Kernspaltung des ^{238}U als Mittel zur Datierung von Apatiten und ein Beitrag zur Geochronologie des Odenwaldes.- N.Jb.Mineral.Abh., 110, 3, 252-286, 1969
- WEBER-DIEFENBACH, K.: Beziehungen zwischen Amphiboliten und Dioriten des südlichen Odenwaldes.- unveröffent.Dipl.-Arb., Univ.München, 1968
- WEDEPOHL, K.H.: Die Röntgenfluoreszenz-Spektralanalyse von geochemischen Proben auf Elemente der Ordnungszahlen 25-40.- Z.anal.Chem., 180, 246-259, 1961

- WEDEPOHL, K.H.: Die Untersuchung petrologischer Probleme mit geochemischen Methoden.- Fortschr.Miner., 41, 99-121, 1963
- Handbook of Geochemistry.Vol.I.- Springer, Berlin-Heidelberg-New York, 1969
- WEINIG, H.: Geologische Untersuchungen im Bergsträsser Odenwald südlich Reichenbach unter besonderer Berücksichtigung der dioritischen Gesteine.- unveröffent.Dipl.Arb., Univ.München, 1968
- WINKLER, H.G.F.: Der Prozeß der Anatexis: Seine Bedeutung für die Genese der Migmatite.- Tschermin.Miner. Petr.Mitt., 11, 266-287, 1966
- YODER, H.S. & TILLEY, C.E.: Origin of Basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems.- J.Petrol., 3, 342-532, 1962
- YOUNG, R.C.: The geochemistry of cobalt.- Geochim.Cosmochim.Acta, 13, 28-39, 1957

Lebensdaten

Name: Klaus Dieter Weber-Diefenbach
Geburtstag: 27.10.1941
Geburtsort: München

Eltern: Josef Nikolaus Weber, Bibliothekar, gef. 1944
Gertrud Weber, geb. Diefenbach

Schulen: 1948-1952 Volksschule Breitbrunn/Chiemsee
1952-1962 Ludwig Thoma-Oberrealschule Prien
am Chiemsee; Abitur im Juli 1962

Studium: im Wintersemester 1962/63 Einschreibung für
die Fächer Geologie und Mineralogie an der
Ludwig Maximilians Universität in München;
1965: Diplomgeologen-Vorprüfung;
1968: Diplomgeologen-Hauptprüfung;
seitdem Arbeit an der Dissertation;
seit April 1969 Stipendiat der Studienstiftung
des deutschen Volkes;
seit Mai 1969 wissenschaftlicher Mitarbeiter;

Aufenthalte: 1941-1942 München
1942-1962 Breitbrunn/Chiemsee
seit 1962 München

Heirat: verheiratet seit 1966 mit Regine, geb. Frein
v. Gemmingen-Guttenberg;

Kinder: Sandro, Philipp Boris

